N° D'ORDRE
34

THÈSES

PRÉSENTÉES A LA

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Maurice GOTTIS

1re Thèse - CONTRIBUTION A LA CONNAISSANCE GÉOLOGIQUE DU BAS-LANGUEDOC

2me Thèse - PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

Soutenues le 14 Juin 1957 devant la Commission d'examen

MM. MATHIAS, *Président*
DENIZOT, *Rapporteur*
EMBERGER, *Examinateur*
DREYFUSS, *Invité*

EDITIONS TEX
61-63, Cours de la Martinique
— BORDEAUX

UNIVERSITE DE MONTPELLIER
FACULTE DES SCIENCES

Doyen	Mr	MATHIAS	Professeur de Zoologie et de Biologie Générale
Professeurs honoraires	MM	E. JACQUES, J. PAVILLARS, J. CABANNES, M. CASTERAS, L. GAY, E. CARRIERE.	
Professeurs	MM	J. SOULA	Mathématiques
		M. MOUSSERON	Chimie
		L. EMBERGER	Botanique
		C. BOUHET	Physique
		G. DENIZOT	Géologie
		J. GRANIER	Physique
		P. CHATELAIN	Minéralogie
		J. TROCHAIN	Botanique coloniale
	Melle	O. TUZET	Zoologie
	Melle	CAUQUIL	Chimie
	Mr	G. COUCHET	Mécanique rationnelle
Professeurs sans chaire	MM	P. VIELES	Chimie
		J. DIVE	Mathématiques
	Melle	A. VERGNOUX	Physique
	MM	J. MOTTE	Botanique
		J. AVIAS	Géologie
Maitres de conférences	MM	R. JOUTY	Physique
		J. RABINOVITCH	Physique
		J. SALVINIEN	Chimie
		J.J. MOREAU	Mathématiques
		M. SILBER	Chimie
		J.P. KAHANE	Mathématiques
		E. KAHANE	Chimie biologique
		R. JACQUIER	Chimie

Secrétaire honoraire

Mr J. DUBOIS

Secrétaire Mr R. ROUQUAIROL

N° D'ORDRE
34

THÈSES

PRÉSENTÉES A LA

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Maurice GOTTIS

1re Thèse - CONTRIBUTION A LA CONNAISSANCE GÉOLOGIQUE DU BAS-LANGUEDOC

2me Thèse - PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

Soutenues le 14 Juin 1957 devant la Commission d'examen

MM.	MATHIAS,	*Président*
	DENIZOT,	*Rapporteur*
	EMBERGER,	*Examinateur*
	DREYFUSS,	*Invité*

EDITIONS TEX
61-63, Cours de la Martinique
- BORDEAUX

CONTRIBUTION A LA CONNAISSANCE GEOLOGIQUE DU BAS-LANGUEDOC

Tectogenèses post-hercyniennes

TABLE DES MATIERES

pages

PREMIERE PARTIE : La frange glissée en bordure du Massif Central

CHAPITRE PREMIER - LA BORDURE ORIENTALE DES CEVENNES 23

I - Introduction 24
II - Les matériaux 24
III - Le modelé structural 26
IV - Conclusions relatives à la tectogenèse de la bordure orientale des Cévennes 41

CHAPITRE II - LA BORDURE SUD-ORIENTALE DES CEVENNES 51

I - La bordure cévenole à l'ouest de Durfort et dans la région de Ganges 52
II - La bordure du Larzac 60
III - Le demi-dôme de Quissac et le flanc monoclinal de Coutach-Pompignan 69

CHAPITRE III - LA BORDURE ORIENTALE DE LA MONTAGNE NOIRE 75

I - La zone de bordure du Massif Central entre Arboras et Peret 76
II - Les lambeaux secondaires de Neffiès, Gabian, Malagas 81

DEUXIEME PARTIE : La zone d'influence commune des tectoniques cévenoles et pyrénéennes

CHAPITRE PREMIER - LES ANTICLINAUX DE VIOLS-LE-FORT ET DU SAINT-LOUP 93

I - Les caractères géographiques 94
II - Les matériaux 98
III - Analyse structurale 99
IV - L'anticlinal de Viols-le-Fort 100
V - L'anticlinal du Pic Saint-Loup 106
VI - Tectogenèse 118
VII - Conclusions 125

CHAPITRE II - LE PAYS NEOCOMIEN A L'EST ET AU SUD-EST DE LA FAILLE DE CORCONNE

I - Généralités 127
II - Les grandes unités structurales 127
III - Les matériaux 133
IV - Conclusions à l'étude de l'évolution du modelé structural 141
V - Interprétation de l'évolution, en profondeur, du style architectural d'après quelques coupes de sondage 142
VI - Essai d'interprétation cinématique : les accidents au voisinage de Prades-les-Lez 146

UNIVERSITEITSBIBLIOTHEEK - LEIDEN

TROISIEME PARTIE : L'extension du domaine franchement pyrénéen en Languedoc
Le complexe méridional chevauchant

CHAPITRE PREMIER - LES MOTIFS CHEVAUCHANT A L'OUEST DE L'AUDE : LES CORBIERES. LES GRANDES LIGNES STRUCTURALES DU MESOZOIQUE DES CORBIERES 153

I - Caractères géographiques 154
II - Les éléments géomorphologiques 155
III - Le plan architectural de la couverture mésozoïque formant l'enveloppe du massif paléozoïque 160
IV - Conclusions : architecture, paléogéographie et orogenèses des Corbières 168

CHAPITRE II - LES MOTIFS CHEVAUCHANTS ENTRE L'AUDE ET L'HERAULT 173

I - Les affleurements jurassiques isolés dans la plaine du Narbonnais et du Biterrois 174
II - Les chaînons de Saint-Chinian 176
III - Les prolongements des zones nord-pyrénéennes et frontales languedociennes sous la plaine miopliocène entre l'Orb et l'Hérault 183

CHAPITRE III - LE PLI DE MONTPELLIER 187

I - Généralités 188
II - Les grands traits géomorphologiques 188
III - Les éléments structuraux 191
IV - Conclusions : l'architecture et la genèse du pli de Montpellier 212

CHAPITRE IV : L'ARRIERE - PAYS 219

I - Le domaine situé au sud du pli de Montpellier 220
II - Le domaine situé au sud-est des chevauchements du Narbonnais 229

CHAPITRE V - CONCLUSIONS RELATIVES A L'ENSEMBLE DU COMPLEXE MERIDIONAL CHEVAUCHANT 243

I - Le style architectural 243
II - Interpétation cinématique 244

QUATRIEME PARTIE : Conclusions générales

LES GRANDS TRAITS STRUCTURAUX DU LANGUEDOC 247

LES ZONES DE REPARTITION DES ELEMENTS MESOZOIQUES DE LA COUVERTURE 248

RESUME DE L'HISTOIRE GEOLOGIQUE REGIONALE 248

Les temps prépyrénéens 248
Tectogenèse pyrénéenne 255
Tectogenèse cévenole 257
Conclusions : orogenèses et tectogenèses en bas Languedoc 258

ATLAS PALEOGEOGRAPHIQUE

BIBLIOGRAPHIES

TABLE DES PLANCHES

		pages
PLANCHE 1	- Carte schématique des grandes unités du Languedoc méditerranéen	8 ht
2	- Essai de reconstitution d'une carte géologique du Languedoc et de la Provence occidentale aux temps Bédouliens	8 ht
3	- Essai de reconstitution schématique de la carte géologique du seuil de Gornies au Bathonien inférieur	11
4	- Extrémité méridionale du haut fond de la Vis	12
5	- Panorama de la rive gauche de la Vis à Madière	13
6	- Schéma tectonique de la bordure cévenole entre Alès et Saint-Ambroix	29
7	- Carte géologique des environs de Vals près Alès	36 ht
8	- Coupe interpétative de la région du bois de Valz	38 ht
9	- Carte structurale de la base de l'Urgonien et de la base du Trias en bordure du fossé d'Alès	44 ht
10	- Esquisse géologique de l'extrémité orientale du massif du Thaurac et du fossé de Montoulieu	58
11	- Eléments du réseau hydrographique en bordure du Larzac	68
12	- Coupe transversal à l'anticlinal de Buèges et au Causse de Pompignan	73
13	- Coupes sériées à travers l'anticlinal du Pic Saint - Loup	116 ht
14	- Décalottement de la crête d'un panneau jurassique par suite du glissement de sa couverture néocomienne	147
15	- Lambeau triasique et infraliasique de Poursan	164 ht
16	- Lambeau synclinal de Saint-André de Roquelongue	167
17	- Principaux éléments du réseau hydrographique des Corbières	166 ht
18	- Esquisse géologique de l'extrémité SW des plis de Saint-Chinian	1176 ht
19	- Interprétation structurale d'une coupe sismique NW-SE développée à l'est de Béziers entre le littoral et le parallèle de Servian	185
20	- Panorama de l'écaille de Saint-Geniès	199
21	- Coupe interprétative à travers la structure de Castelnau	213
22	- Coupe S-N à travers le pli de Montpellier entre Murviel et Saint-Georges d'Orques	215
23	- Ecorché anté-Lutétien du bas Languedoc	216 ht
24	- Carte structurale de la Gardiole	222 ht
25	- Coupes transversales du Massif de la Gardiole	224 ht
26	- Schéma structural du Fossé de Narbonne - Sigean et de ses bordures	235
27	- Schéma de l'évolution géographique et structurale du Bittérois du Néocomiem à l'Oligocène	260 ht
ATLAS PALEOGEOGRAPHIQUE		261 sv

Avant-propos

Le mémoire présenté lors de la soutenance de thèse comportait deux parties.

Le premier tome avait pour objet l'analyse stratigraphique des séries jurassiques et crétacées développées au sein d'un vaste périmètre. Les résultats exposés intéressaient la bordure sud-est du Massif Central : le Causse du Larzac, le domaine des Garrigues, la région montpellieraine, le Bitterois, le Narbonnais et les Corbières jusqu'aux gorges de l'Aude. Des essais de reconstitutions paléogéographiques accompagnaient les divers exposés relatifs à des entités stratigraphiques ou régionales. Deux petits chapitres étaient notamment consacrés à la discordance aptienne et à l'évolution paléogéographique et structurale du domaine étudié durant le Crétacé supérieur et la base de l'Eocène. Cette évolution a marqué la fin d'un bassin océanique et la naissance d'un domaine continental.

*Dans l'ensemble, les assises déposées à l'Est du cours de l'Hérault offrent un cachet subalpin ; la richesse en Ammonites qui caractérise ces formations a permis de fonder leur analyse sur l'étude de ces Céphalopodes. Le manque d'actualité d'ouvrages traitant de ce sujet avait, alors, conduit à une tentative de révision systématique * et à un essai de répartition stratigraphique des formes jurassiques et néocomiennes de ce groupe. La publication de cet essai perdrait, aujourd'hui, du fait de son anachronisme, l'intérêt qu'il était susceptible de présenter alors.*

Toujours dans le domaine paléontologique, l'observation de certaines formes de Protistes fossiles et notamment de Foraminifères benthiques avait donné lieu à des remarques sur leur répartition, tant en fonction des faciès que de la stratigraphie. C'est grâce à ces microorganismes que la présence et le mode de succession des différents

* Essai réalisé sous la direction du Professeur L.-F. Spath.

termes du Jurassique supérieur et du Néocomien ont été décelés à l'Ouest de la vallée de l'Hérault. Soupçonnée par quelques anciens auteurs, la présence de ces terrains n'était notamment pas admise dans le Narbonnais. La nature et l'évolution des milieux marins, qui ont présidé à ces dépôts, sont analogues à ceux connus en Aquitaine et avec lesquels ils paraissent avoir été en continuité.

Un seuil important séparant deux domaines marins nettement individualisés se situait, donc, sur l'emplacement du bord oriental du Massif Central et se prolongeait en direction du Sud - Sud-Ouest sous la basse vallée de l'Hérault.

Les études effectuées ont conduit à souligner la continuité relative de la sédimentation opérée au Jurassique et au Crétacé inférieur dans le domaine rhodanien. Dans cette région, pratiquement toutes les fauni-zones classiques d'Ammonites ont été individualisées (v. tabl. 1 et 2).

Le domaine occidental, au contraire, a été le siège de déformations multiples responsables des lacunes, érosions et discordances affectant le Jurassique et le Crétacé.

Parmi ces faits, il convient de souligner l'importance :

a) De la période d'instabilité qui a affecté la crête du seuil pendant le Lias moyen et supérieur ainsi que le Jurassique moyen. — *Cette instabilité est attestée par l'amincissement général de ces terrains sur les flancs de l'accident paléogéographique. L'évolution longitudinale du phénomène est essentiellement variable, selon la formation considérée, suggérant la manifestation d'ondulations transversales ou le jeu de bascule de compartiments. Au Bathonien supérieur, l'ennoyage de la zone du Larzac a permis le dépôt de dolomies discordantes sur le Lias inférieur nettement plissé. Le Callovien transgressif sur les marges du Lozère est marqué, plus au Sud, par une série de lacunes plus ou moins développées à la base du Jurassique supérieur.*

Sur le versant oriental du haut fond, la frange selon laquelle se développent ces phénomènes n'excède pas quelques kilomètres de largeur. A l'Ouest de la zone de crête, ils connaissent une extension géographique beaucoup plus vaste ; c'est ainsi que, dans les Corbières, en divers points, le Bathonien et le Callovooxfordien font défaut. Un mouvement progressif de subsidence s'est, par contre, manifesté d'Est en Ouest, à travers le haut-fond, depuis l'Oxfordien moyen. Ce phénomène est associé à un mouvement de transgression généralisé de la mer au Jurassique supérieur vers l'Ouest ; il en résulte qu'en bordure du Massif du Mouthoumet, les dolomies kimméridgiennes ou infra-portlandiennes à Ibérines reposent sur le sommet du Lias ou le Bajocien.

Un autre fait paléogéographique important réside dans l'isolement paléoécologique des domaines aquitains et périalpins pendant le Malm. Cette séparation fut assurée par un arc de récifs frangeants ou une barrière développée depuis la région de Ganges vers le Sud. Les faciès du Jurassique supérieur transgressant, depuis l'Est, sur le Narbonnais et les Causses, présentent, de ce fait, un cachet aquitain.

b) De l'orogenèse néocomienne ayant affecté le Massif Central et particulièrement la Montagne Noire. — *L'aptien inférieur correspond à une période d'extension particulièrement vaste du domaine continental allongé (Isthme durantien) jusqu'au Massif provençal. Cette extension s'est accompagnée de conditions climatiques particulières. Leur développement a conduit au dépôt des bauxites dans des poches karstiques affectant le versant méridional de ce territoire et a une importante décharge de matériaux terrigènes dans le domaine marin. L'individualisation des formations marneuses, correspondant à cet épisode, est particulièrement nette dans le chenal qui longeait le bord sud des terres émergées. Il semble que des motifs architecturaux élémentaires aient permis, sur le domaine continental, le modelage d'une morphologie déjà évoluée. Le colmatage, par la bauxite, des poches karstiques du plateau bathonien de Bedarieux est dominé de 200 mètres par la côte néo-jurassique de Mourèze.*

Le Gargasien a transgressé les marges méridionales du continent des bauxites. Les calcaires à rudistes de cet âge se chargent, en bordure des zones émergées du Massif du Mouthoumet en éléments siliceux tandis qu'ils recouvrent, en discordance, une gamme variée de terrains jurassiques allant du Portlandien au Lias inférieur (Montagne de Tauch-Pinède de Durban). La poursuite de l'évolution des reliefs continentaux, entrecoupée de périodes de submersion, a permis le dessin de rivages sinueux compliqués de calanques : tel est le cadre qui paraît avoir présidé au dépôt de l'Albien marnogréseux de la rive gauche de la vallée de la Figarasse. Ces assises mesocrétacées sont encaissées dans une dépression monoclinale sculptée dans le Lias inférieur et moyen.

c) Des reliefs continentaux anté-cénomaniens. — *Les plages gréseuses de cette époque transgressant, sur le flanc sud du Mouthoumet, la totalité des auréoles secondaires furent certainement dominées par les falaises de la Montagne de Tauch et s'insinuèrent dans les irrégularités de la masse calcaire du plat de Couloubret. L'épandage gréso-argileux du Turonien-Coniacien a oblitéré, sous sa masse, les éléments mineurs du modelé structural et morphologique préexistant.*

d) De la dicordance et de la transgressivité des ultimes termes du Crétacé dans tout le domaine méridional s'étendant entre Montpellier et les Pyrénées. — *Le développement de brèches de Piedmont où les figures de discordances suggèrent l'édification, à la fin des temps*

sénoniens, de reliefs accusés (pli de Montpellier) ou d'un modelé tectonique déjà évolué affectant des motifs d'échelle différente : redressement du flanc nord du grand anticlinal de la Berre — plissement transverse du synclinal de la Pinède de Durban, puis dégagement de la carapace calcaire et gréseuse de cette entité en relief inversé avant le dépôt du Garummien.

Il est bien certain que la géométrie des déformations tertiaires de la partie occidentale du Languedoc méditerranéen ne peut être pleinement comprise si l'on ne tient pas compte de la succession des événements qui ont préparé cette construction. Ils intègrent un processus si bien mis en évidence, en Provence par L. Lutaud, dans les Pyrénées par M. Casteras et, dans le Jura, par L. Glangeaud qui l'a qualifié de morphotectonique.

L'essentiel des faits stratigraphiques et paléogéographiques mis en évidence dans cette première partie du mémoire original se trouve condensé dans les tableaux 1 et 2. La position des coupes stratigraphiques, qui ont servi de fondement à ce travail, est reportée sur la carte de synthèse au 1/400.000e, planche 1.

Les planches 2 à 5 offrent une figuration des dispositions géologiques :

a) *D'une tranche du seuil (le haut-fond de Gornies) développé entre les domaines périalpin et aquitain avant la transgression du Bathonien supérieur.*

b) *Du Voussoir de la Montagne Noire et de ses annexes à l'époque du dépôt de la bauxite.*

Depuis la date de soutenance, la parution de nombreuses notes relatives à la stratigraphie régionale ou d'ordre paléontologique ont privé cette première partie du travail d'une part importante de son originalité, si bien qu'il a paru raisonnable de ne pas procéder à sa publication.

La deuxième partie était consacrée à l'étude des déformations tertiaires et de leur cinématique. Aucune synthèse de cet ordre n'ayant été publiée, ce sont cette monographie structurale et les conclusions générales résumant l'histoire géologique du domaine étudié qui font l'objet de la présente impression.

Le Service de la Carte géologique de France procède, actuellement, à l'édition des feuilles géologiques régionales sur le nouveau fond topographique au 1/50.000e. Une partie de l'illustration cartographique qui accompagnait le manuscrit a, de ce fait, perdu l'essentiel de son intérêt et n'est pas reproduite avec le texte imprimé.

On pourra regretter le caractère quelque peu spéculatif que

Localisation des coupes stratigraphiques

Socle hercynien et zone de revetement mésozoïque

Frange glissée en bordure des Cévennes

Zone d'influence commune des tectoniques pyrénenne et cévenole

Complexe méridional chevauchant

Zones frontales Languedociennes (Série Jurassique incomplète)

Zones frontales N.pyrenennes _ chevauchement de Bugarach Jonquières (Série Jurassique complète. Crétacé supérieur présent)

Zones Nord pyrenennes _ chevauchement de Vingrau_Roquefort_des_Corbières (Série Jurassique complète Crétacé supérieur absent)

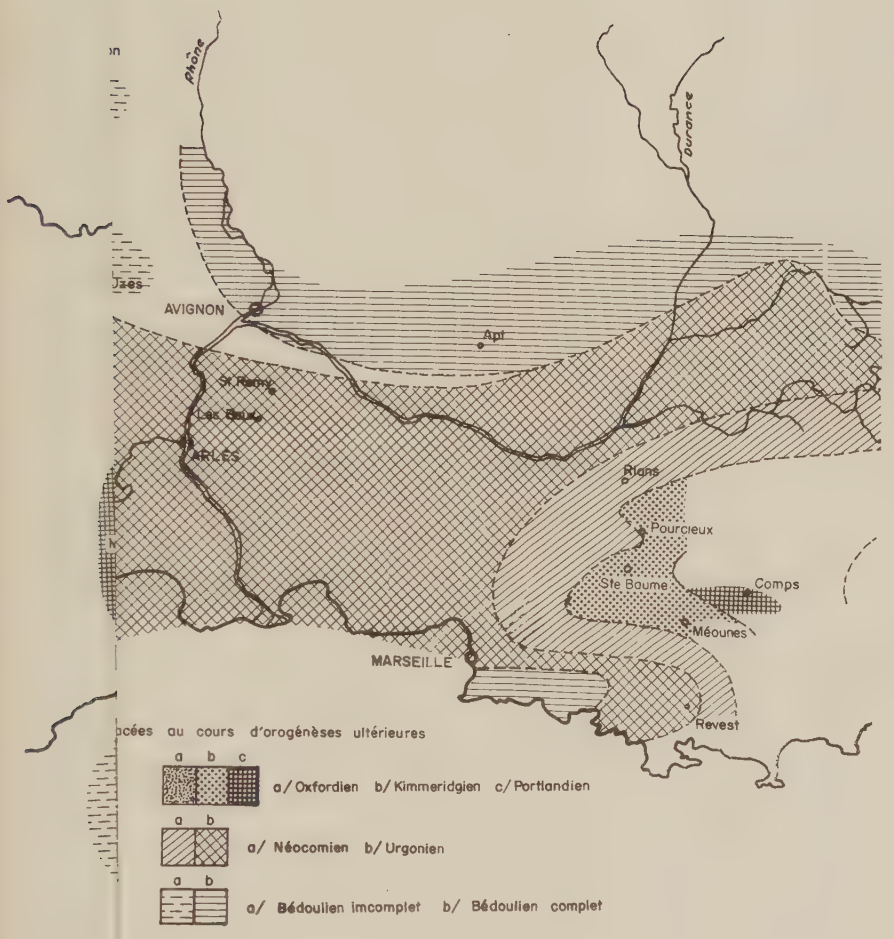
Pli de Montpellier (Série Jurassique complète Crétacé terminal présent)

Sens des déplacements tangentiels

Failles et contacts anormaux

4 8 12 16 20 km

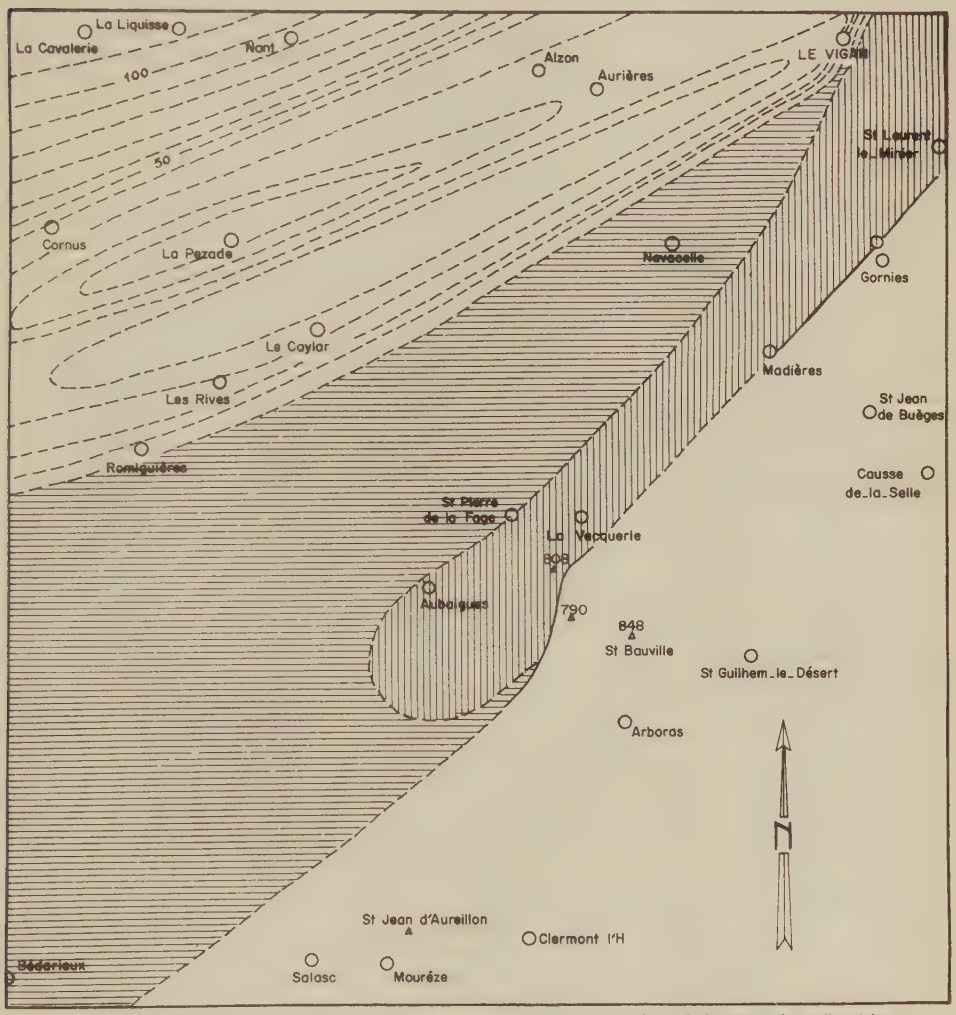
DU LANGUEDOC
DOULIENS



Le ress
Le ress
de Ville
te a été assimilée régionalement au Bedoulien (St Paul de Fenouillet). Le toit de ce
inférieur au Gargasien, la période de dépot peut par contre, avoir débuté au Jurassique

Planche 2

ESSAI DE RECONSTITUTION SCHÉMATIQUE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DU SEUIL DE GORNIES AU BATHONIEN INFÉRIEUR



LÉGENDE

Zones d'affleurements liasiques directement recouvertes par le Bathonien

Lias inférieur

Lias supérieur

Zones de continuité relative de sédimentation entre Lias et Bathonien

Bajocien (calc. siliceux)

Courbes isopaques sur le versant Nord

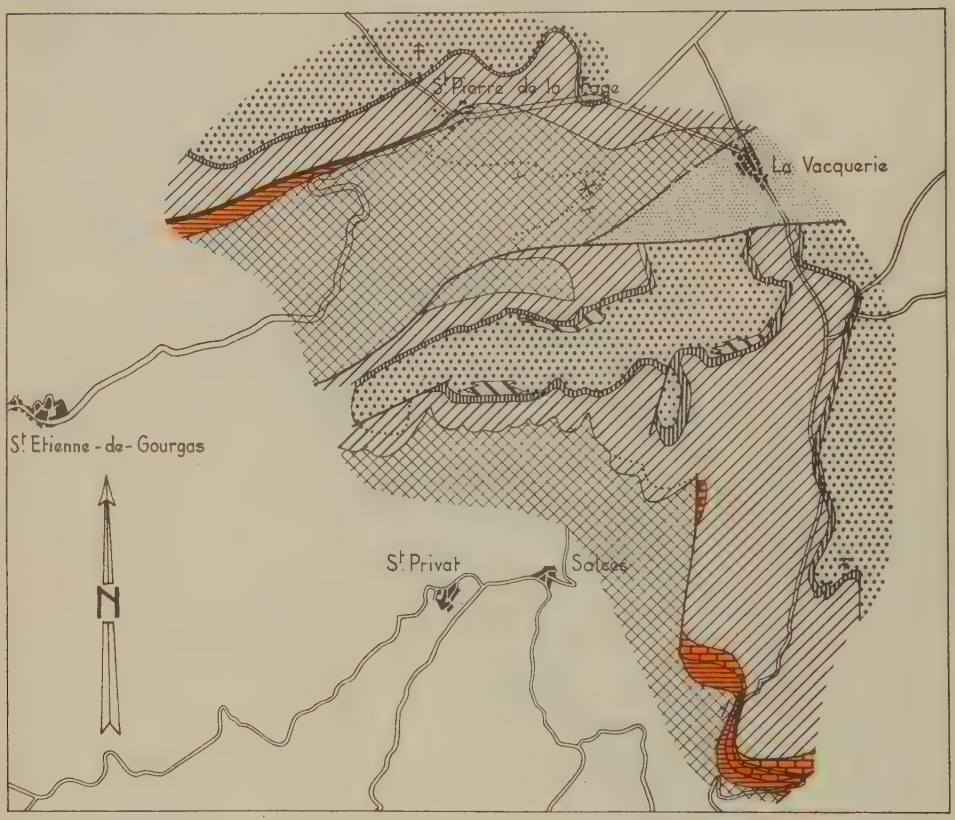
Echelle 1/200.000

Faille anté bathonienne

Planche 3

Extrémité méridionale du haut fond de la Vis

Faille anté bathonienne trangressivité du Bathonien supérieur et de l'Argovien



LEGENDE

- Kimméridgien inférieur et moyen
- Lentilles dolomitiques dans le Rauracien
- Argovien supérieur (Rauracien)
- Argovien moyen
- Bathonien supérieur
- Bathonien inférieur
- Aalénien supérieur _ Bajocien
- Lias moyen et supérieur
- Infralias et Lias inférieur

0 1 2 km

Planche 4

PANORAMA DE LA RIVE GAUCHE DE LA VIS A MADIÈRE

FLANC ORIENTAL DU "DOME DE GORNIES"

BISEAU DU LIAS SUPÉRIEUR BAJOCIEN

Planche 5

*confère à cette construction, la privation de l'exposé analytique des observations ayant servi de fondement à son élaboration. Divers exemplaires du manuscrit étant déposés dans plusieurs laboratoires universitaires de géologie *, la formule adoptée a l'avantage de conserver à ce travail son originalité tout en évitant la description détaillée de faits publiés par ailleurs.*

Laboratoires de Montpellier, Toulouse, Besançon, Bordeaux, Paris Sorbonne (géologie et géologie appliquée).

TECTOGENÈSES

POST - HERCYNIENNES

ERRATUM

Page 62, alinéa 3, ligne 3,	lire :	Saint-Jean-de-Buèges)
Page 85, alinéa 4, ligne 6,	lire :	la zone d'affleurement des formation
Page 95, alinéa 4, ligne 9,	lire :	de Mounié-la-Selette.
Page 99, alinéa 5, ligne 1,	lire :	STCHEPENSKY
alinéa 8, ligne 1,		id.
Page 172, alinéa 3, ligne 2,	lire :	la Boulzane
Page 217, alinéa 4, ligne 1,	lire :	le complexe rutilant cèle (et non selle)
Page 252, alinéa 4, ligne 5,	lire :	le golfe devait se fermer
Page 254, alinéa 2, ligne 24,	lire :	Berriasella grandis
Page 309,	lire :	STCHEPENSKY

INTRODUCTION

L'analyse structurale développée dans ce travail s'adresse à un domaine s'étendant de la vallée de l'Aude aux marges occidentales de la dépression rhodanienne.

Des édifices variés participent à sa constitution. Des styles architecturaux analogues caractérisent des zones géographiques différentes, tandis qu'un même ensemble régional peut avoir donné lieu à la manifestation de mouvements tectoniques de nature différente. Ces faits témoignent de l'incorporation partielle et passagère de ces régions, à des entités géologiques diverses.

Eludant toute ordonnance géographique, j'ai tenté de grouper dans les mêmes chapitres les descriptions relatives aux ensembles tectoniques présentant un style dominant commun :

— Frange glissée en bordure du Massif Central ;
— Zone d'influence commune des tectoniques cévenoles et pyrénéennes ;
— Extension du domaine franchement pyrénéen en Languedoc : le complexe méridional chevauchant.

Quelques remarques résument, en matière de conclusion, l'essentiel des faits établis ou des solutions proposées, tant en matière de stratigraphie et de paléogéographie que dans le domaine purement structural.

PREMIERE PARTIE

La frange glissée en bordure du Massif Central.

Le massif paléozoïque des Cévennes-Lozère-Aigoual s'ennoie, vers l'Est et le Sud-Est, sous son revêtement de terrains sédimentaires secondaires. La côte complexe, d'âge mésozoïque, qui cerne le massif, présente une architecture dont certaines particularités ont, déjà, depuis d'assez nombreuses années, attiré l'attention des géologues. M. Bertrand, Thermier, L. Vedel, M. de Brun, Thierry, G. Denizot, Goguel, R. Nikles, R. Gay, Blayac, P. Viennot, L. Barrabé, D. Schneegans se sont attachés à décrire divers éléments structuraux de cette bordure et à proposer pour chacun d'eux une explication. L'ordre de grandeur des phénomènes générateurs de ces dispositions tectoniques a été différemment apprécié et même très contreversé selon les points. Toutefois, la nature et l'origine de ces phénomènes n'ont pas paru poser de problème particulier. Le dénominateur commun des solutions proposées peut se résumer ainsi : écaillage de la bordure sédimentaire avec déplacement tangentiel, vers l'Ouest et le Nord-Ouest, en direction du bâti hercynien, sous l'effet d'une poussée alpine d'âge oligocène ou postoligocène. Seul G. Denizot (1931-1937) a analysé dans le fossé d'Alès le déplacement vers l'Est de petits éléments broyés et écaillés jadis décrits, sous le nom de *Klippes* d'Alès, par P. Termier (1919). En 1945, au cours de conversations que j'eus avec D. Schneegans, ce dernier admettait la possibilité d'expliquer la structure des affleurements alignés entre Gabian et Fouzilhon par un glissement local de la couverture à partir de la Montagne Noire. L'étude des travaux de mes devanciers, des recherches personnelles ou en collaboration avec R. Duplan, les résultats du sondage Lussan-1 m'amenèrent à admettre l'existence d'une tectonique de couverture propre à l'ensemble de la bordure sud-orientale du Massif Central : tectonique due au soulèvement de ce massif, depuis l'Oligocène jusqu'à nos jours. R. Plegat, qui a étudié (1952) la région de Clermont-L'Hérault, a admis cette manière de voir quant à la genèse des séries empilées de Clermont-L'Hérault. J'ai, en 1952, résumé mes idées sur la tectogenèse du Mésozoïque du Languedoc. Depuis, d'autres recherches et des résultats de forage sont venus confirmer cette hypothèse.

Un simple regard sur une carte géologique à petite échelle fait apparaître avec netteté l'existence d'une série de grands plis de fond ayant rejoué au Tertiaire sur la bordure sud-orientale du Massif Central. Ces différents plis de direction Est-Ouest prolongent vers le Nord le domaine des plis nord-pyrénéens : Agly, Mouthoumet, Alaric. Du Nord vers le Sud, il est possible d'individualiser successivement :

a) Le pli du Lozère séparé de la Margeride et de l'Aubrac par le synclinal de Mende-les-Vans.

b) Le pli de l'Aigoual-Saint-Giral séparé du Lozère par le synclinal de Florac-Mialet.

c) La zone axiale de la Montagne Noire prolongée, vers l'Est, par le bassin permien de Lodève et séparée de l'Aigoual par le détroit du Larzac.

d) La zone sédimentaire méridionale paléozoïque isolée de la zone axiale par le fossé de Bédarieux.

Au-delà de leur aire de culmination, ces accidents s'étendent à travers leur revêtement sédimentaire, compartimentant le plateau des Causses, le bas Languedoc, et une partie de la Provence subalpine. Une série d'ondulations de même direction et de moindre importance affecte, également, le domaine mésozoïque. Ces déformations du revêtement sédimentaire viennent s'éliminer en hauteur, telles les tuiles d'un toit, sur le massif ancien, provoquant le tracé sinueux du contact entre Paléozoïque et Secondaire. Souvent, ces plis se prolongent dans le socle par des accidents cassants de même direction et qui leur ont vraisemblablement donné naissance. L'âge de ces accidents et des déformations de leurs revêtement secondaire est pyrénéen ainsi qu'en témoignent les discordances visibles sur les flancs des synclinaux tertiaires intercalés. Les culminations des ondulations précitées s'alignent, par contre, selon une direction transversale Nord-Est-Sud-Ouest. L'âge de cette phase d'intumescence du socle paraît s'étendre de l'Oligocène à nos jours avec deux périodes particulièrement nettes d'exhaussement : l'une oligocène, l'autre pliocène supérieur ou même quaternaire.

Les failles de direction également nord-est - sud-ouest, qui labourent la couverture mésozoïque à l'Est de ce domaine, localisent, bien souvent, de petits bassins oligocènes et délimitent entre elles des gradins s'élevant progressivement vers la bordure est de cet édifice. Dans la zone de bordure même, le système complexe qui sépare le bassin languedocien du Massif Central a reçu le nom de *faille des Cévennes*.

La surrection récente de toute la partie orientale du Massif Central fait partie des notions qu'exposent les ouvrages de vulgarisation. Elle est attestée par l'existence même de l'abrupt cévenol qui regarde la vallée du Rhône, l'opposition des profils fluviatiles qui attaquent les versants est et ouest du plateau central, le nombre et la profondeur des gorges épigéniques entaillées au Sud et à l'Est dans les surfaces séniles du Pliocène : Tarn, Jonte, Vis, Hérault, Coulazou, Lez, Cèze, Chassezac, Ardèche, etc. Les mêmes ouvrages de vulgarisation considèrent le rajeunissement de l'orographie cévenole comme un contrecoup de l'orogenèse alpine, conduisant, ainsi, à voir dans le Massif Central un buttoir contre lequel serait venu déferler la poussée alpine déterminant le relèvement en bourrelet du bord oriental du vieux môle.

L'évolution des idées sur la tectogenèse alpine qui tend à donner de plus en plus d'importance à l'écoulement des couvertures, à partir des zones surélevées par des intumescences de socle, vers les points bas, s'accorde mal avec cette proposition.

Il paraît plus vraisemblable d'attribuer à cette coïncidence d'exhaussement des socles, cévenols et alpins, une origine profonde semblable sinon commune, qu'une relation de cause à effet. Si, donc, les mouvements du tréfonds sont de même nature, les réactions de la couverture aux sollicitations de la pesanteur pourraient avoir conduit à des dispositions analogues, toutes proportions gardées.

CHAPITRE PREMIER

LA BORDURE ORIENTALE DES CÉVENNES

SOMMAIRE

I. — **Introduction.**

II. — **Les matériaux.**

III. — **Le modelé structural.**

La frange de bordure.

ENTRE LES VANS ET SAINT-ANBROIX.
A) *Les ondulations de direction pyrénéenne.*
B) *Les déformations oligocènes de direction varisque.*
AU SUD-EST DE SAINT-ANBROIX.
a) Les motifs de direction pyrénéenne.
b) L'architecture oligocène de direction varisque.
1° La faille des Cévennes.
2° La lèvre ouest du fossé d'Alès - Barjac.
1. La configuration des affleurements.
2. Géométrie profonde.
3. Essai d'interprétation.
AU SUD D'ALÈS.
1. Configuration des affleurements.
2. Géométrie profonde et cinématique.
α) Les résultats des sondages dans la région du Bois de Valz.
β) Essai d'interprétation.
γ) L'évolution du style structural vers le Sud-Ouest.

La zone des garrigues infracrétacéiques de Lussan.

A) *L'aspect structural des affleurements.*
B) *La configuration structurale profonde.*
C) *Essai d'interprétation.*

Le fossé tertiaire d'Alès.

A) *Les matériaux oligocènes.*
B) *Les Klippes.*
C) *Les résultats des sondages profonds implantés dans le fossé.*
D) *Essai d'interprétation.*

IV. — **Conclusions relatives à la tectogenèse de la bordure orientale des Cévennes.**

INTRODUCTION

Le soulèvement du Lozère a permis, sur son flanc est, l'édification d'une tectonique de couverture embryonnaire, certes, mais de beaucoup plus grande amplitude que celle manifestée, plus au Sud, le long de la bordure du Massif Central. Le caractère relativement doux de la tectonique pyrénéenne préexistante dans cette région a dû faciliter le développement de ces phénomènes.

Entre Vallon, au Nord-Est et Lezan, au Sud-Ouest, se développe une longue dépression large de 4 à 5 kilomètres, orientée Nord-Est - Sud-Ouest et légèrement oblique à la limite du massif paléozoïque. Cette dépression est emplie d'Oligocène.

Elle sépare deux entités :

a) A l'Ouest, le long de la lèvre du fossé, s'allongent en direction varisque les divers éléments de la frange de bordure proprement dite :

Au Nord de la vallée de la Claysse, le synclinal perché de Sampzon à cœur d'Urgonien, puis, plus au Sud, jusqu'à Saint-Ambroix, le petit chaînon jurassique de Duzège.

Enfin, contre cette ligne de hauteurs et les pentes du massif paléozoïque, se développe un pays, au relief indécis dans son ensemble, s'exhaussant progressivement vers l'Ouest.

b) A l'Est, s'étend la zone anticlinale de Garrigues infracrétaciques de Lussan.

LES MATÉRIAUX

A travers la région comprise entre le fossé tertiaire d'Alès et le Lozère, les assises mésozoïques sont disposées, grosso modo, en bandes monoclinales de plus en plus récentes vers l'Est. L'éventail stratigraphique des affleurements s'étend du Trias au Barrémien à faciès urgonien.

Le Trias montre le développement de larges affleurements gréseux, couverts de bois de pins. Les formations marneuses et gypsifères y sont faiblement représentées. Une plâtrière a toutefois été jadis installée entre les Avelas et les Vans. Le Rhétien marnogréseux et arkosique peut être confondu dans ce complexe détritique de base qui atteint 400 mètres.

Sur un Hettangien, calcaréo-marneux, le Lias inférieur et le Lias

moyen sont représentés par le dépôt d'une puissante série siliceuse rapidement amincie au niveau des lambeaux témoins isolés sur le massif cristallin. L'épaisseur de cette formation est, sur la bordure, voisine de 500 mètres. Le Lias supérieur et le Jurassique moyen sont très peu développés à l'affleurement. Les faciès très littoraux ne comportent guère que des calcaires à grains de quartz, interstratifiés de marnes sableuses ainsi que des calcaires à Entroques d'assez faible puissance (50 m). Toutes ces assises ont fait l'objet de minutieuses études de la part de : de Brun (1929), de Brun et Vedel (1933). Plus récemment (1952), R. Duplan et moi-même avons poursuivi ces travaux dont les résultats sont exposés dans des rapports inédits à la S.N.P.L.M.

Un sondage récent, effectué par la Compagnie d'Exploration pétrolière entre Saint-André-de-Cruzières, Saint-Sauveur-de-Cruzières et Beaulieu, a montré l'épaississement stratigraphique du Lias marneux vers l'Est. En bordure, cet épaississement n'apparaît guère que sur la terminaison de l'anticlinal de Saint-Ambroix, aux environs de Saint-Brès : au lieudit les Terrasses, le Lias supérieur et le Bajocien, qui, vers l'Ouest, ne sont représentés que par de minces placages de marnes et de calcaires gréseux et ferrugineux, passent en quelques centaines de mètres à une série marneuse bien développée d'épaisseur supérieure à 100 mètres et à des calcaires à Entroques, puissants d'une cinquantaine de mètres. Il semble que l'on doive attribuer cette rapide variation de faciès au jeu, durant le Lias supérieur et le début du Jurassique moyen, d'une petite faille parallèle au champ de fracture des Cévennes.

Sur cette série inférieure et en discordance stratigraphique s'étend le Callovien, dont la succession marnocalcaire et calcaréomarneuse, puissante d'environ 150 mètres, tranche par son uniformité avec les variations des assises sous-incombantes. Les marnocalcaires graveleux et conglomératiques de l'Argovien inférieur reposent, sans interposition d'Oxfordien inférieur (Divésien) sur le Callovien. Vers le haut, la succession se poursuit par les assises de plus en plus calcaires du Jurassique terminal.

Les matériaux néocomiens comportent une série monotone de marnocalcaires plus ou moins feuilletés, coupés d'intercalations calcaréomarneuses de faible importance, et développée autour de Saint-Sauveur-de-Cruzières et sur les pentes du synclinal urgonien de Sampzon.

Ce Néoconien débute localement par un conglomérat calcaire berriasien (La Croix) dont les éléments sont directement empruntés au Tithonique sous-jacent. Sur le Berriasien calcaréomarneux (50 m), le Valanginien repose par l'intermédiaire d'une surface corrodée

couverte d'un lit de marnes glauconieuses à galets. A l'Ouest du synclinal de Sampzon, les marnes du Valanginien atteignent 300 mètres. Elles sont séparées de marnes de faciès analogues, épaisses de 200 mètres et d'âge hauterivien inférieur, par quelques lits de marnes et calcaires gréseux et oolithiques, timides témoins de l'épisode calcaire du Valanginien supérieur du Languedoc et du Fontanil.

La puissance totale de cette série, Urgonien excepté, atteint, sur le versant ouest du synclinal, 600 mètres. Les pentes orientales de ce relief inversé montrent un surépaississement sensible de l'Hauterivien. L'Urgonien n'est convenablement conservé, sur le bord ouest du fossé d'Alès, que dans le synclinal de Sampzon. Cette formation ne paraît pas dépasser l'épaisseur de 200 mètres et englobe la quasi-totalité du Barrémien.

LE MODELÉ STRUCTURAL

La frange de bordure.

Entre les Vans et Saint-Ambroix

a) *Les ondulations pyrénéennes.* — Les matériaux de ce dispositif monoclinal sont affectés d'ondulations transverses d'origines pyrénéennes.

Du Nord au Sud s'individualisent successivement :

— *Le synclinal des Vans ;*

— *L'anticlinal des Avelas,* se prolongeant, au-delà de l'ensellement de La Croix, par un demi-dôme, développé entre Bessas et Saint-Sauveur-de-Cruzières et dont l'axe plonge vers l'Ouest. Ce nez plongeant des Avelas est, par ailleurs, affecté, sur son flanc nord, de faibles replis localisés aux environs de Beaulieu ;

— *Le synclinal de Saint-Paul-le-Jeune, Saint-André-de-Cruzières ;*

— *L'anticlinal complexe de Saint-Ambroix* dont la crête est jalonnée par la vallée de la Cèze, entre Molières et Saint-Ambroix ; sur son flanc nord, le repli synclinal de Ferrière-Font-de-Bourboule, à cœur argovien, isole, vers le Nord, *l'écaille dite de la Sube.* Cette écaille monoclinale est limitée au Sud par une faille est-ouest, à regard Sud : elle est légèrement poussée sur le synclinal de Ferrière.

b) *Déformations de direction varisque.* — Plusieurs accidents, nord-est - sud-ouest, témoignent, par leur ligne directrice, de l'influence des mouvements oligocènes qui ont fait surgir le massif du Lozère.

En bordure même du Paléozoïque, un accident cisaillant court entre Banne et Bonia, au Sud de Gagnières (*faille de Moulinas*), éliminant à l'affleurement une partie des terrains infra-calloviens.

Le long du fossé d'Alès, j'ai déjà signalé (§ *A*) l'alignement nord-est - sud-ouest de l'*écaille de Duzège* et du *synclinal de Sampzon*. Entre Saint-Ambroix et Vallon, s'allonge une ride de direction varisque. Son flanc sud-est est en partie effondré sous le fossé oligocène, alors que son flanc nord-ouest se montre, par endroits, déversé vers l'Ouest. A son extrémité nord, cette ride s'individualise grâce au creusement sur son bord occidental, du synclinal de Sampzon. Ce creusement détermine l'apparition en son centre d'un lambeau d'Urgonien long d'une dizaine de kilomètres et dont la corniche souligne l'allure synclinale et dissymétrique à hauteur de Bessas. L'élimination rapide en hauteur de la dalle urgonienne s'accompagne d'un léger bombement transverse. Celui-ci, ceinturé d'une « cuesta » hauterivienne, correspond sans aucun doute à la réapparition, après un léger ennoiement, de l'axe Est-Ouest des Avelas.

Une faible faille, légèrement oblique, court le long du talus ouest du synclinal éliminant, localement, une partie de la série néocomienne sur laquelle s'est modelé le talus. La différence de puissance de l'Hauterivien observée sur les deux flancs, même là où cette assise n'est pas coupée par la faille, imprime à ce synclinal une géométrie dissymétrique. L'existence de replis dans les assises marnocalcaires du talus néocomien oriental, ainsi que le découpage de ces formations en petits panneaux par des failles mineures, mais très nombreuses, incitent à admettre, parmi les facteurs de ce surépaississement, la disharmonie tectonique. La plasticité relative de ces marnocalcaires feuilletés a pu permettre le déplacement modéré d'une partie de la série et son bourrage, par fluage, le long de lignes privilégiées, vers le flanc oriental du synclinal. Les nombreux enduits de calcite qui tapissent ces petites fractures, parfois horizontales, montrent en effet des surfaces striées. Celles-ci témoignent du glissement relatif des bords des paquets de terrains que ces enduits séparent.

La masse de cet Hauterivien décrit un brusque crochon anticlinal allongé au pied du talus oriental et butte, vers l'Est, par l'intermédiaire d'une zone fracturée de 80 à 100 mètres de large contre un Urgonien mylonitique, démantelé et partiellement enterré sous les dépôts de l'Oligocène.

Entre Saint-Sauveur-de-Cruzières et Saint-Ambroix, l'*écaille du Duzège* émerge rapidement de la région crétacée de Saint-Sauveur, formant, à l'Est - Sud-Est, l'auréole jurassique du synclinal.

Cette écaille, greffée sur le flanc nord de l'anticlinal de Saint-

Ambroix, est formée, à son extrémité distale nord-est, d'une lame de Kimméridgien inclinée de 40 à 50° et s'insinuant entre Valanginien et Hauterevien. Au Nord-Ouest, les marnocalcaires du Valanginien se rebroussent en synclinal contre la lame jurassique, tandis qu'apparaît sur la crête du Duzège un cœur argovien et que se dégage progressivement la carapace calcaire jurassique du flanc ouest. Celle-ci dessine, au-dessus de Saint-Brès, le fond de bateau du synclinal qui s'enlève en l'air. La falaise rauracienne, dégagée par l'érosion en synclinal perché, montre de très beaux replis disharmoniques affectant ses petits bancs calcaires. Le flanc est de l'écaille est très étiré à hauteur de Saint-André-de-Cruzières. Une étroite couche marnocalcaire de quelques mètres représente un Néocomien supérieur très laminé. Cette couche supporte, jusqu'aux environs de Saint-Brès, un Urgonien brisé et fortement recristallisé, progressivement démantelé et transgressé par l'Oligocène. Ce dernier finit par reposer sur le Néocomien entre Saint-Brès et Saint-Ambroix.

Au Sud-Est de Saint-Ambroix

A) *Les motifs de direction pyrénéenne.*

Le long de cette bande, se manifestent, encore, à partir du massif paléozoïque, des digitations de direction plus ou moins pyrénéennes plongeant vers l'Est.

Tels sont :

— Le synclinal de Banassac ;
— L'anticlinal de Couze-Larnac ;
— Le synclinorium de « Les Prades-Les Mages » ;
— L'anticlinal de Saint-Jean-Valeriscle ;
— Le synclinal de Rousson ;
— L'éperon du Mas Sauze ;
— Le synclinal des Rosiers ;
— L'anticlinal d'Alès, qui constitue l'éperon paléozoïque le plus avancé vers l'Est.

B) *L'architecture de direction varisque.*

Sur cette portion de la frange mésozoïque qui s'allonge entre le massif primaire et le fossé oligocène, l'édifice pyrénéen est pris en écharpe par *le champ de fracture cévenol.* A hauteur d'Alès, cet accident, apparemment unique, met en contact le Houiller avec l'Oligocène supérieur recouvrant vraisemblablement l'Urgonien. Le rejet théorique de cette faille, s'il était permis de cumuler les épaisseurs des assises intermédiaires entre ces deux formations (comme l'avait admis Grand Eury), attendrait la valeur peu vraisemblable

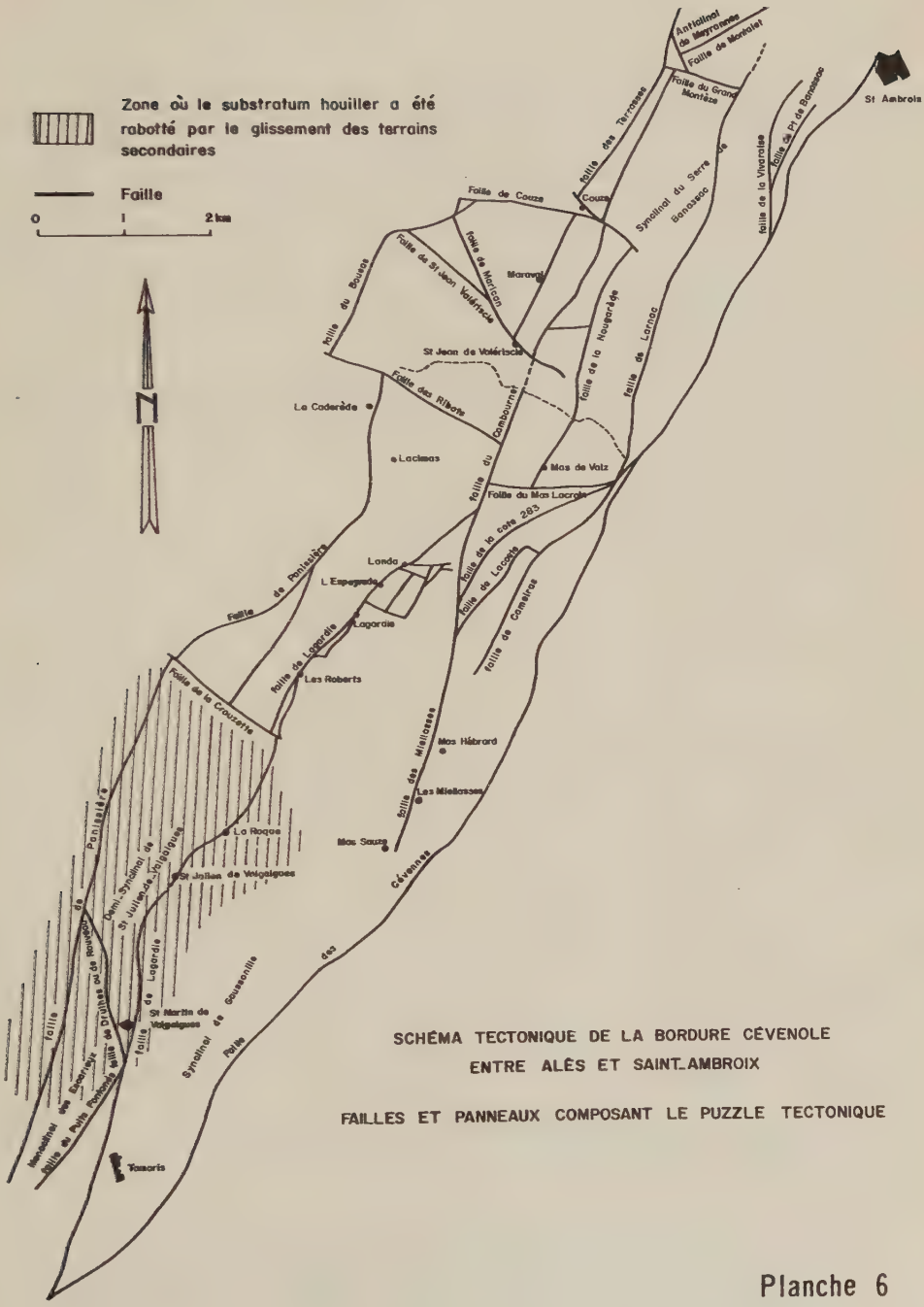


SCHÉMA TECTONIQUE DE LA BORDURE CÉVENOLE
ENTRE ALÈS ET SAINT-AMBROIX

FAILLES ET PANNEAUX COMPOSANT LE PUZZLE TECTONIQUE

Planche 6

de 8 000 mètres. Au Nord d'Alès, le rejet total se répartit sur une bande pouvant atteindre 3 à 4 kilomètres, grâce à une série d'escaliers dus à un faisceau de failles divergentes à partir d'Alès et disposées en éclat de vitre. Le plus continu de ces accidents paraît être la faille flexure qui longe à l'Ouest le fossé d'Alès et en constitue la limite (*faille des Cévennes*).

C'est ce faisceau d'accidents que THIERY a dessiné et interprété comme une succession de plans de chevauchements épousant des contours souples et incohérents.

L'analyse de ces diverses failles a permis à R. DUPLAN et à moi-même de revenir quant à la géométrie superficielle de ces accidents, à une acception plus voisine de celle, jadis, exposée par FABRE que de celle de THIERY.

1° *La faille des Cévennes.*

Ce grand accident conforme et direct met en contact à Rochebelle l'Oligocène terminal et le Houiller. C'est en cet endroit qu'elle a le maximum de rejet.

Au *Puits Nouveau,* au Nord de Rochebelle, se détache de cet accident la *faille de Saint-Julien-Valgalgues-Lagardie,* qui fait butter dans la région de Tamaris le Crétacé contre le Houiller. La faille des Cévennes traverse le Gardon avec une direction Sud-Ouest-Nord-Est, mettant en contact l'Oligocène terminal avec le Crétacé inférieur. Elle est bien visible à la bifurcation des routes nationales 104 et 106, au Nord d'Alès, où l'on peut observer, sur le côté est de la Nationale 104, les marnocalcaires hauteriviens, recouverts en discordance par le conglomérat oligocène terminal, buttant contre les calcaires marneux et marnes valanginiens. A partir de ce point, la faille prend une direction légèrement Nord, jusqu'au Sud du Mas Crante, puis reprend une direction Nord-Est - Sud-Ouest et court entre la route de Saint-Ambroix et les grandes collines situées à l'Est. La lèvre ouest est formée par les marnes et calcaires marneux du Valanginien redressés verticalement, la lèvre est par les marnocalcaires de l'Hauterivien inclinés de 20 à 40°, vers le Sud-Est, suivant les points.

Le parcours de la faille est nettement marqué dans la topographie par une série de dépressions et petits cols orientés Sud-Ouest - Nord-Est.

A l'Est des Rosiers, le rejet de cet accident paraît minimum. Ce sont les calcaires urgonoïdes du Valanginien supérieur, qui forment sa lèvre nord-ouest, tandis que les marnes de l'Hauterivien inférieur fossilifère forment sa lèvre sud-est.

Plus loin, dans la région des Serres, la faille est moins bien marquée dans la topographie ; ce sont à nouveau les marnocalcaires hauteriviens, qui buttent contre les calcaires marneux et marnes du Valanginien. Elle est, une nouvelle fois, bien visible à son intersection avec la route allant de Salindre à la Nationale 104, au Sud-Est du château de Trouillas. Là, les marnocalcaires hauteriviens surmontés du conglomérat oligocène terminal constituent toujours sa lèvre sud-est, le Valanginien formant sa lèvre nord-ouest.

Au Sud du Mas des Costes, à hauteur des carrières situées dans l'Urgonien, les marnes grises du Barrémien inférieur viennent s'appuyer contre le Valanginien. La faille se poursuit ainsi jusqu'à Rousson où elle prend une direction Nord jusqu'au Mas de la Montée, puis reprend une direction Sud-Ouest - Nord-Est et joue à partir de ce point dans les marnes et calcaires marneux du Valanginien. Sur la rive droite de l'Avesne, elle est bien visible, en coupe, sur le flanc Nord de la butte Rousson, où elle se traduit par une zone de broyage et la présence de nombreux plissottements dans le Valanginien.

De la rive droite de l'Auzonnet jusqu'à 200 mètres au Nord du Moinas, la faille met en contact les marnes du Valanginien et du Callovien. Son passage est très bien marqué près de la gare des Mages.

Depuis le Nord-Est du Moinas jusqu'à Prente-Garde, les calcaires à Entroques du Bajocien forment la lèvre nord-ouest, les marnes du Valanginien la lèvre sud-est.

De Prente-Garde jusqu'aux Espradeaux, le Callovien constitue à nouveau la lèvre nord-ouest.

A hauteur des Espradeaux, la faille des Cévennes se dédouble localement, faisant butter des calcaires d'âge tithonique, à l'Ouest, contre le Callovien, et, à l'Est, contre le Valanginien moyen (calcaires à Entroques). En ce même endroit, la série crétacée, comprise entre le Valanginien moyen et l'Urgonien, est extrêmement réduite.

A hauteur du Pont de Banassac, l'Hauterivien est porté au contact du Callovien ; un peu plus loin, c'est l'Urgonien de la lèvre sud-est qui butte, tour à tour, contre le Bajocien, le Toarcien et les marnocalcaires du Lias moyen qui forment la lèvre nord-ouest jusqu'à Saint-Brès.

Au-delà de ce point, le Valanginien, fortement incliné au Sud-Est vers le bassin de Saint-Jean-de-Marvejols, s'appuie à l'Ouest contre le Jurassique du pli de Duzège dont il forme le flanc est effondré. Ce Valanginien est d'ailleurs cisaillé et fortement étiré. Il est par endroits directement recouvert par des lambeaux amygda-

loïdes d'Urgonien. Raboté à sa base, vers Saint-Sauveur-de-Cruzières, un coussinet d'Hauterivien sépare cet Urgonien de la lame jurassique de l'extrémité nord-est du Duzège. La zone d'étirement et de broyage se rétrécit alors en direction de Bessas, en une étroite bande plissotée, glissée et fracturée, qui paraît fossilisée par le contact incliné, à 45° vers le Sud-Est, des sédiments tertiaires du Bassin. Finalement, la faille se poursuit en direction du Salavas-Vallon où son rejet s'amortit progressivement.

2° *La lèvre ouest du fossé d'Alès-Barjac.*

a) Configuration des affleurements : la ligne de hauteurs, qui se trouve immédiatement à l'Est de la faille des Cévennes et que longe la route Nationale 104 entre Alès et Saint-Ambroix, est constituée par un panneau monoclinal crétacé très redressé, plongeant, à l'Est-Sud-Est, sous le Tertiaire du fossé. Les assises, qui participent à la formation de ce dispositif monoclinal, sont en majeure partie hauteriviennes et urgoniennes. Le Berriasien marneux ne paraît pas développé, par suite d'étirements tectoniques, de variations latérales de faciès ou bien de lacunes stratigraphiques.

De larges ondulations transversales paraissent affecter cette lèvre du fossé. Une vague forme anticlinale semble s'amorcer dans la région au Sud de Malausset, alors que l'Urgonien de Canabias et Rousson paraît isoler deux autres ondulations de même style, à Trouillas et entre La Pralade et les Espradeaux, avec un cœur Valanginien à hauteur des Mages.

En somme, la physionomie de cette région, formée de petits panneaux morcelés par un système de failles orthogonales, traduit pour l'observateur de surface ce que l'on a coutume d'appeler la tectonique verticale de socle.

En apparence, il ne reste rien de l'hypothèse Thiery sur le charriage de la couverture en bordure cévenole qui, à partir d'une lointaine région alpine, aurait déferlé sur les Cévennes, comme une grande lame sur une digue. Il n'en demeure pas davantage de l'idée moins audacieuse d'écaillement général de la couverture contre le socle par suite d'une poussée de la masse des Garrigues vers l'Ouest. En effet, à part l'écaille de la Sube et celle du Duzège, les matériaux mésozoïques ne paraissent avoir subi aucune poussée venant de l'Est et la série paraît bien en place.

Ce dispositif monoclinal a dû, semble-t-il, être très faiblement ondulé à une époque probablement éocène, puis fracturé en petits panneaux au moment de la formation du fossé d'Alès, c'est-à-dire vers la fin de la même époque. Les écailles de la Sube et de Saint-Sauveur témoignent d'efforts qui ne peuvent provenir que de réajustements locaux de la couverture ayant provoqué des mouvements relatifs peu

importants de compartiments précédemment faillés. Ces mouvements sont toutefois antérieurs à la dernière phase du comblement du bassin (Saint-Sauveur).

b) Géométrie profonde et cinématique.

I. — Résultats des sondages effectués entre Alès et Saint-Ambrois.

G. Livet donne dans sa thèse les résultats des sondages au charbon effectués le long de cette bordure jurassique. Ses coupes s'accordent mal, avec l'hypothèse d'une couverture figée et la succession stratigraphique des terrains observés en surface : ce sont ces résultats de sondage qui, considérés dans un cadre trop restreint, avaient amené Termier à fonder son hypothèse de charriage.

Parmi ces sondages, il convient de citer :

1. Le sondage des *Miellasses,* implanté à proximité de la route 104. Il a débuté dans les marnes du Valanginien, qu'il a traversées sur 95 mètres. Au-dessous, la coupe s'établit comme suit :

— 100 mètres de Jurassique supérieur calcaire ;
— 228 mètres de marnes et marnocalcaires d'âge Callovo-argovien;
— 100 mètres de calcaire d'âge Jurassique moyen ;
— 102 mètres de marnes supraliasiques ;
— 117 mètres de calcaires infraliasiques ;
— 89 mètres de Trias ;
— Socle hercynien.

2. Un autre sondage situé non loin du village des Mages et toujours à proximité de la Nationale 104. Ce sondage dit des *Mages* a débuté dans le Callovo-Argovien ; il a traversé successivement :

— 295 mètres de Callovo-Argovien et Bajocien ;
— 78 mètres d'Infralias ;
— 94 mètres de Trias.

3. A quelques kilomètres de Saint-Ambroix, près de la ferme de la Vivaraise, en bordure du ruisseau de *Vebron,* un troisième forage débutant dans l'Oligocène a donné la coupe suivante :

— 14 mètres Oligocène ;
— 133 mètres Néocomien ;
— 48 mètres Jurassique ;
— 130 mètres Lias supérieur ;
— 86 mètres Lias inférieur et Infralias ;
— 36 mètres Trias.

4. Enfin, près de *Saint-Martin-de-Valgalgues,* trois sondages

en ligne Nord-Ouest - Sud-Est, espacés respectivement de 270 et 360 mètres et effectués dans la plaine crétacée, ont successivement atteint le socle houiller aux profondeurs ci-après : 86 mètres, 290 mètres, 554 mètres, donnant ainsi, au contact Jurassique - socle houiller, une pente de 45°. Cette pente est certainement la pente en profondeur de la faille de Lagardie, qui sépare ces deux entités. Cet accident se montre cependant vertical en surface.

II. — Essai d'interprétation : il semble que l'aplatissement des failles en profondeur, illustré par les trois forages de Saint-Martin-de-Valgalgues, soit l'hypothèse la plus vraisemblable pour expliquer les sondages des Miellasses, des Mages et de Vebron. Il est possible que ces failles ne soient, en réalité, que des plans de glissements relatifs des différents éléments de la couverture. Ces plans de glissement se redresseraient à la verticale à proximité de leur zone d'affleurement « curved step fault » des Anglo-Saxons. Dans ce cas, il est vraiment curieux que l'on ne voie jamais ces plans de glissements à l'affleurement grâce au passage d'une vallée. Tout au plus, peut-on signaler la forte désharmonie séparant, sur le flanc sud du Duzège, l'Urgonien bréchique des calcaires marneux de l'Hauterivien moyen ; d'autre part, à environ 2,500 km au Sud-Ouest de Saint-Ambroix, une surface listrique à peu près horizontale sépare la corniche urgonienne de son substratum néocomien marneux. Une petite excavation creusée dans les marnes sous cette surface et aménagée pour le captage d'une source permet, à proximité de la ferme des Espradeaux, une bonne observation des faits, Enfin, une certaine structure fluidale, suggérant un phénomène intermédiaire entre le fluage et le boudinage, affecte les calcaires et calcaires marneux du Néocomien et ceux de la base du Jurassique supérieur.

A proximité de ces villages, une telle structure de la roche est indubitablement liée au glissement, au fluage des marnes de la base du Néocomien sous un horizon supérieur calcaire qui a été ainsi entraîné dans le glissement.

Peut-on interpréter ces deux observations isolées sur des faits de faible importance comme l'indice d'un phénomène assez vaste de glissement relatif des différents éléments de la couverture en bordure des Cévennes ? Sans les résultats de sondages, une telle hypothèse serait beaucoup trop osée et fragile à la fois pour qu'il puisse en être fait mention.

AU SUD D'ALES.

A) *Configuration des affleurements.*

Au Sud d'Alès, entre cette ville et le paralléle de Lezan-Durfort,

des éléments architecturaux de direction pyrénéenne sont encore décelables :

— Zone synclinale de Mialet-les-Plats ;
— Zone anticlinale de Thoiras-Generargues, Blatées ;
— Synclinal de Peyremale-Verdeille ;
— Anticlinal de Leyrac ;
— Synclinal de Lacan ;
— Anticlinal de Tornac ;
— Synclinal des Lauzières-Taupessargues ;
— Anticlinal de Monoblet, Montaud, Valensoles, Camoldus (dit dôme de Dudfort).

Cet étroit domaine se montre affecté d'un réseau de fractures symétrique de celui développé au Nord de l'éperon d'Alès, mais ici ces failles concourent à déterminer un style en touches de piano. Des ondulations de direction varisque accompagnent ces failles et se superposent à l'architecture pyrénéenne préexistante, la voilant partiellement. Certaines de ces ondulations ou panneaux particulièrement exhaussés correspondent, sans nul doute, à une montée du socle ; tel est l'anticlinal triasique à cœur granitique de Cargnoule, Saint-Sébastien, Corbes et Cadères.

D'une façon générale, les failles qui accidentent la couverture secondaire paraissent, entre Alès, la route d'Alès à Anduze et Corbes, ne procéder que d'actions verticales. Plus au Sud-Ouest, le contour sinueux de plusieurs d'entre elles suggère la possibilité d'actions tangentielles tardives.

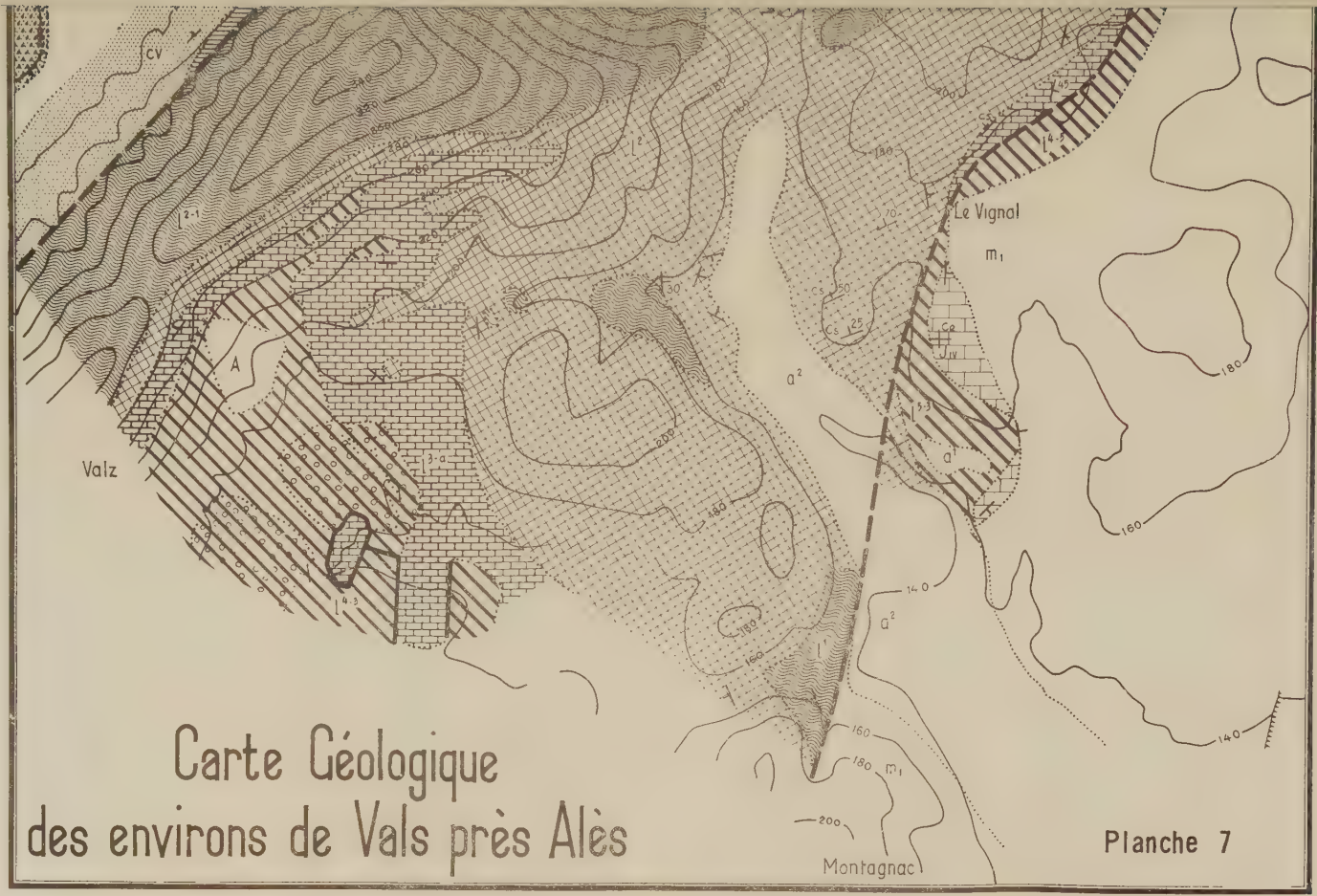
Immédiatement au Sud-Ouest d'Alès, une gouttière, formée de Jurassique supérieur, s'allonge depuis la rive droite du grand méandre du Gardon qui, dans cette direction, enveloppe la ville, jusqu'à hauteur du tènement de Lyonnais. Là, elle rejoint le fond de la cuvette des Plats formée des mêmes sédiments. Les terrains, qui affleurent dans cette bande, sont constitués d'Argovien calcaréo-marneux occupant de courtes et profondes dépressions, d'une carapace calcaire rauracienne - tithonique formant le relief de l'Ermitage et le sommet nord-ouest de la côte Saint-Germain ; enfin, de Néocomien improprement attribué au Lias sur la carte géologique au 1/80.000e. Les calcaires en petits bancs du Rauracien-Séquanien ne paraissent développés que sur les pentes sud-ouest de la colline de l'Hermitage ou au Sud du hameau Le Provençal, sur le bord du synclinal des Plats. Cette gouttière de Jurassique supérieur Néocomien sépare le Trias et le Lias inférieur de la bordure proprement dite, d'un panneau de Lias fortement surélevé et affleurant en une longue bande Nord-Est - Sud-Ouest. Celle-ci forme les

reliefs du Bois de Valz et d'une partie de la côte Saint-Germain. Les failles qui limitent le coin supra-jurassique effondré ont des regards qui se font face et paraissent, à l'affleurement, normales et conformes avec des inclinaisons allant de la verticale à 60°.

Le panneau liasique du Bois de Valz a donné lieu à des interprétations diverses. Thiery a voulu y voir un lambeau de chevauchement recouvrant une série autochtone. Ce lambeau serait le témoin d'une nappe d'origine alpine (emplacement de l'actuelle vallée du Rhône).

En fait, une cartographie correcte des affleurements fait apparaître ce panneau comme un élément de synclinal s'ennoyant vers le Sud-Ouest et se relevant en hauteur vers Alès. Vers l'Est, ce bloc surélevé est limité par une faille normale et conforme, courant depuis le Gardon en direction à peu près Nord-Sud ; décrochée près du Mas Agnier par un accident transverse, elle décrit une courbe de concavité Ouest à grand rayon jusqu'à hauteur du Vignal, puis, file par le château d'Arènes ; sa lèvre orientale est formée de Lias marneux rapidement transgressé par les dépôts détritiques de l'Oligocène supérieur. La petite dépression, développée au Sud-Sud-Est du hameau de Valz, est modelée dans les formations marno-calcaires et marneuses du Lias moyen. De Brun et Brousse, à qui l'on doit de précieuses études (1936) sur cette localité, ont souligné l'aspect disloqué des affleurements. La côte, qui, vers le Sud, ferme ce vallon est due à l'entablement de calcaires aaléniens-bajociens dominant les pentes fortement ravinées des marnes noires et marno-calcaires du Toarcien et du Domérien.

Sur le flanc de ce synclinal, De Brun et Brousse ont décrit un accident longitudinal, développé au contact des formations calcaréo-siliceuses du Pliensbachien et du Lias marneux. Cette faille, couchée vers l'Ouest, amène le Pliensbachien à chevaucher localement le Toarcien. Plus au Nord, un autre accident longitudinal de même style mais, semble-t-il, plus étendu, amène, à l'Est de Valz, le Sinémurien subhorizontal à butter contre un crochon synclinal vertical de Pliensbachien. Plus à l'Ouest, le déversement de cette fracture vers le Sud-Est s'accompagne de formations de brèches. Le Sinémurien repose avec une discordance tectonique de 90° sur le Pliensbachien. Tout en admettant l'existence de glissements élémentaires de paquets de dépôts, De Brun et Brousse ont critiqué la théorie de nappe proposée par Thierry, ainsi que les arguments stratigraphiques sur lesquels étaient en partie fondée cette hypothèse (différence de faciès du Toarcien autochtone et du Toarcien de la nappe). Pages 13 et 14 de leur mémoire, ces deux auteurs soulignent le fait « qu'en un point situé à quelque 200 mètres au Sud de Valz et où la succession stratigraphique est normale, le Toarcien présente à la fois le faciès à schiste carton et à marnes


Carte Géologique
des environs de Vals près Alès
Planche 7
Valz
Le Vignal
Montagnac
CV
A
m_1
a^2
a^1
l^1
l^2
l^{2-1}
l^{3-a}
l^{4-3}
l^{4-5}
l^{5-3}
Cs
Ce
IV
180
160
140
200

friables. Pourtant, le faciès du Toarcien de la nappe (d'après THIERRY) est représenté par des schistes carton à *Leptolepis bronni* tandis que le faciès autochtone ne comprend que des marnes grises friables souvent un peu jaunâtres contenant quelques couches de calcaire grisâtre plus ou moins schisteux. Or, cette description, qui n'est complétée par aucune citation de fossiles, correspond exactement à l'aspect du Domérien ». Ces auteurs ajoutent qu'ils ne peuvent pas voir à Valz un charriage de grande envergure, mais un simple déplacement latéral comme il s'en est produit tout le long de la faille des Cévennes.

Mes observations, sur le terrain, m'ont amené à adopter, quant aux phénomènes observables en surface, une opinion très voisine de celle de DE BRUN et BROUSSE. Je ne vois, en effet, dans les accidents précipités que des phénomènes de faible amplitude, relevant presque du fauchage d'éléments en équilibre instable. Les hauteurs de la côte Saint-Germain et du bois de Valz représentent un crochon anticlinal d'Hettangien, qui s'est couché vers l'Est en style souple, sur le synclinal adjacent. Au Nord-Est (Le Vignal), ce déversement, par suite du jeu d'une faille vraisemblablement préexistante, évolue en écaille au Sud de Valz.

B) GEOMETRIE PROFONDE ET CINEMATIQUE.

1. Les résultats des sondages dans la région du Bois de Valz. Des faits importants ont été mis en évidence au cours de sondages effectués pour le compte des mines et qui ont traversé les différents panneaux décrits plus haut, ces faits, imposent, quant à la genèse de l'ensemble de cet édifice faillé, une construction différente de celle suggérée par l'étude des affleurements.

Ces sondages, pratiquement alignés Nord-Nord-Est -Sud-Sud-Ouest, ont été implantés sur des affleurements d'âge très variés et dans des compartiments différents du Puzzle qui vient d'être décrit.

Le plus septentrional d'entre eux est situé dans la Vallée du Sauvage, entre le Puits de Mine Saint-Germain et Alès, c'est le *sondage de Chaudebois.*

Coordonnées :

x = 738,300
y = 203,800
z = 145.

Les versants et le fond de la vallée sont, en ce point, constitués d'Argovien moyen. On pouvait, a priori, s'attendre à traverser une épaisse série jurassique et triasique avant d'atteindre le Paléozoïque. En fait, celui-ci était atteint à la cote — 50, soit à peine 195 m au-

dessous de la cote de l'orifice. Les coupes résumées qui en ont été données mettent en évidence sous 63,85 m de calcaires et marnes argovo-calloviens, l'existence de marnes, grès, sables et calcaires attribués au Trias et puissants de 132 m.

Le sondage du Vignal est situé à environ 250 m au Nord-Est de ce mas et à 1 200 m au Sud-Ouest du précédent sondage. Il a été placé dans la vallée du ruisseau d'Alzon sur les affleurements de Lias inférieur du versant sud de l'àrête, côte Saint-Germain-Bois de Valz.

Coordonnées :

x = 737 — 95
y = 202 — 40
z = 150

Après avoir pénétré 26,40 m de Lias inférieur la sonde a traversé 262,60 m de Trias pour atteindre le Houiller à 280 m sous l'orifice, soit à la cote — 130.

Enfin le sondage de Valz a été implanté à la limite orientale de la cuvette charmouthienne de Valz.

Coordonnées :

x = 737 — 70
y = 201 — 45
z = 150

La coupe des terrains traversés est la suivante :

Epaisseur	13,20	Charmoutien	13,20	côte de la base des formation à partir de l'orifice.
—	47,60	Sinémurien	60 80	
—	136,20	Hettangien	197,00	
		Rhetien		
—	153,00	Trias	350,00	
		Houiller		

Le houiller a donc été atteint à la cote absolue — 200.

2. Essai d'interprétation : Les résultats de ces sondages mettent en évidence, de façon particulièrement nette, *l'indépendance de l'architecture des sédiments mésozoïques vis-à-vis de la géomtérie de la surface supérieure du Paléozoïque.*

Celle-ci apparaît, comme au Nord d'Alès, sous forme d'une surface gauchie assimilable à un plan assez fortement incliné vers l'Est. Au-dessus de ce plan, les formations du Trias compensent les

irrégularités de la masse Jurassique disloquée. *L'étirement notable et la lacune tectonique locale de certains éléments de la succession stratigraphique conduisent à l'idée d'un « rabotage basal » et parfois « intercutané » des différents éléments architecturaux, par suite d'une translation latérale.* L'inclinaison de la surface supérieure du substratum paléozoïque et l'inclinaison des accidents superficiels souples et cassants assignent à cette translation un sens d'Ouest en Est. Ainsi la petite gouttière de Jurassique supérieur et de Néocomien de l'Ermitage — côte Saint-Germain — apparaît comme résultant non d'un effondrement dû au compartimentage du socle en touches de piano, mais comme une dépression, attribuable à la soustraction, par fluage ou rabotage, des éléments inférieurs de la couverture mésozoïque.

3. L'évolution du style structural vers le Sud-Ouest : Il ne conviendrait, toutefois, pas de trop généraliser cette proposition et d'en conclure que, sur toute la bordure orientale des Cévennes et, notamment, en direction du Sud - Sud-Ouest, la surface Paléozoïque-Trias n'a point été gauchie. La boutonnière granitique de l'anticlinal triasique de Corbes est un exemple de telles dispositions. La localisation du *dôme de Durfort* exploré par sondages est, également, due à un mouvement positif du socle cristallin. Par ailleurs, l'approfondissement général du socle vers le Sud-Est demeure et l'inclinaison d'ensemble de la couverture mésozoïque manifestée dans cette direction, depuis l'Oligocène, est attestée par la figure de discordance des matériaux détritiques oligocènes qui emplissent la dépression de Saint-Cristol-Lazan.

Comment, dans cette zone méridionale plus complexe, la couverture a-t-elle réagi aux sollicitations de la pesanteur ? Il semble que le mouvement de translation d'ensemble le long de l'interface Trias-Jurassique ait été moins développé, ici, que dans la région d'Alès ; les irrégularités du substratum constituaient en quelque sorte, un ancrage ou au moins un frein s'opposant à un tel mouvement. On peut, toutefois, penser que l'absence des termes moyens du Trias et l'amincissement du Keuper, épais seulement de 75 m sur le sommet du dôme de Durfort (absence et amincissement constatés au cours des forages Dur 1 et Dur 2), sont dus au laminage de ces matériaux, au cours du fluage vers l'aval des éléments mobiles du Keuper. Malgré l'immobilité relative de l'ensemble des matériaux mésozoïques, la fracturation de ces mêmes matériaux a pu faciliter le déplacement relatif de certains motifs structuraux. La montée tardive du bloc cévenol a eu pour conséquence le déversement et le dérapage local des éléments portés en déséquilibre.

Plusieurs de ces structures sont associées à un accident relayant celui du Bois de Valz et développé depuis Blaties jusqu'au-delà de Saint-Félix-de-Pallières, au pied du flanc nord-ouest du synclinal de

Peyremale. Le long de cette faille, le Keuper incapable de s'écouler suffisamment vers l'aval, vient gicler, en plusieurs points, au travers de sa couverture.

A l'Ouest d'Anduze, *le synclinal de Peyremale* vient se coincer contre cette fracture et s'égrène en un chapelet de petites écailles.

Immédiatement à l'Est de Saint-Félix-de-Pallières, une étroite boutonnière, nord-sud, de Grès Bigarré correspond, vraisemblablement, à la prolongation et à l'ennoyage de l'axe de Corbes. Sur le versant est de cet affleurement, les marnes gypsifères du Keuper « bavent » sur la terminaison périsynclinale des *plis des Lavezes et de Saint-Martin-de-Lacan*. Le chevauchement de ce Trias et de sa couverture hettangienne se poursuit à l'Est et au Sud, il se manifeste jusqu'au Sud-Est de Montau au lieu dit Tresfond, sur le flanc nord-ouest du dôme de Durfort. Vers le Sud-Ouest, cet accident se poursuit par le système de *failles d'Ispagnac, Malignos* dont le regard s'oriente vers le Sud-Est.

Le sondage Dur 4, implanté sur le flanc ouest de cette écaille, a pénétré une accumulation de 900 m de Trias. La répétition d'assises calcaréo-dolomitiques permettrait d'expliquer cette puissance du Trias par l'existence de replis du Trias moyen au sein de la masse plastique du Keuper. Il est possible que la faille courbe à concavité ouest, qui, sur le flanc est du dôme de Durfort, porte en contact l'Hettangien et le Sinémurien avec du Lias marneux, doive sa forme à une légère translation relative des assises du Lias inférieur vers le Sud-Est.

Parmi d'autres accidents de détail, le flanc est du *dôme de Leyrac*, au sud d'Anduze, montre de curieuses figures. La carapace de calcaires jurassiques qui en constitue le flanc, est séparée de la zone sommitale du dôme par une faille à regard Est. Celle-ci court depuis le Mas Montaud, au nord de la route de Saint-Cristol-les-Alès à Anduze, jusqu'à Durfort (faille de Durfort). Le compartiment oriental affaissé plonge vers l'Ouest, dessinant ainsi un demi-synclinal. Le flanc ouest de cette ébauche synclinale n'est matérialisé que sous forme de lambeaux étirés de marnes callovo-argoviennes affleurant à l'Est de la cote 279 ; vers l'Est, le panneau jurassique est limité par une faille (*faille de la Madeleine*) au tracé onduleux, celle-ci, en face de Boisset et Gaujac, accole les marnes callovo-argoviennes affectées d'un net crochon anticlinal, aux marnes valanginiennes du panneau plus oriental. Au sud de cette localité, les calcaires du Séquano-Kimméridgien affrontent, avec des pendages contraires, les marnes néocomiennes. Finalement, au sud de la Madeleine, les deux failles convergent à hauteur du Trias cumulant leur rejet.

Le Gardon d'Anduze traverse en clue cette barre calcaire du Jurassique supérieur. A hauteur du hameau de la Madeleine on peut

observer, sur la paroi rocheuse entaillée sur la rive gauche de la rivière, l'inclinaison des assises vers le Nord-Ouest, l'angle de pente est voisin de 20 à 25° ; mais fait curieux, cet élément monoclinal se montre tronçonné dans sa masse par des fractures presque orthogonales au pendage des couches et inclinées de 20 à 25° vers le Sud-Est. Des assises différentes ont, par glissement vers le Sud-Est le long de ces accidents, été portées en prolongement les unes des autres ; si bien qu'en se déplaçant d'Ouest en Est le long de la base de la falaise, on rencontre successivement non pas des couches de plus en plus anciennes mais de plus en plus récentes. Ainsi les éléments les plus élevés de la série qui se trouvaient originellement contre la faille de Durfort ont été amenés à glisser vers le Sud-Est (comme l'auraient fait des cartes à jouer), et à chevaucher le Crétacé du compartiment affaissé.

La zone des garrigues infracrétaciques de Lussan.

A) *L'aspect structural des affleurements.*

A l'Est du fossé tertiaire d'Alès, s'individualise une région de collines arides au relief subtabulaire. Elle est limitée, au Sud, par *le synclinal d'Uzès,* au Nord, par le *synclinal de Barjac-Salazac* et, à l'Est, par la gouttière de la vallée du Rhône. Cette région est connue sous le nom de Garrigues-de-Lussan, chef-lieu de canton situé en son centre. Ce domaine présente, dans son ensemble, l'allure d'un anticlinorium formé de plis ouest-est, ou légèrement nord-ouest - sud-est, et affecté d'une ligne de culmination transverse de direction Nord-Sud. Cette masse anticlinale des Garrigues-de-Lussan s'ennoie, vers l'Ouest, sous le fossé d'Alès. Elle fait face, par delà ce fossé, au bloc paléozoïque du Lozère dont les détails structuraux entre les Vans et Alès viennent d'être décrits. On peut même relever une concordance assez satisfaisante entre les divers éléments architecturaux pyrénéens alignés du Nord au Sud.

Le synclinal de Barjac étant symétrique de celui des Vans, on pourrait établir les correspondances suivantes :

— Anticlinal de Aulas-Lessas avec celui de Montelus-Saint-André-de-Roques-Pertuis ;
— Synclinal de Saint-Paul-le-Jeune avec celui de Tharaux (Ouest), Cornillon (Est) ;
— Anticlinal de Saint-Ambroix avec celui de Rochegude (Ouest), Goudargues (Est) ;
— Synclinal de Banassac avec celui d'Aubarnis ;
— Anticlinal de Couze-Larnac avec celui de Rivières ;

— Synclinal des Mages avec celui de Boisson (Ouest), Goussargues (Est) ;

— Anticlinal de Saint-Jean-Veleriscle avec celui de Fons (Ouest), Verfeuil (Est) ;

— Synclinal de Rousson avec celui de Arlende (Ouest) et de Lussan-Saint-Marcel-de-Careiret (Est) ;

— Synclinal des Rosiers avec celui des Plans-Brouzet-les-Alès (Ouest), vallée de la Tave (Est) ;

— Anticlinal d'Alès avec l'anticlinorium de Mons (Ouest), Belvezet-Roquemaure (Est).

Les matériaux intéressés par ces plissements et portés à l'affleurement sont essentiellement constitués, au cœur des anticlinaux, de Valanginien douteux, d'Hauterivien inférieur et moyen calcaréo-marneux, de Cruasien calcaire et de Barrémien inférieur marneux. Les versants de ses structures doivent leur relief à la masse considérable de leur carapace urgonienne puissante de 500 à 1 000 mètres.

Le remplissage des synclinaux est, vers l'Est, presque exclusivement constitué de Crétacé supérieur. Les apports terrigènes et gréseux y ont été les facteurs dominant de la sédimentation. Des épisodes de calcaire récifaux intéressent toutefois le Coniacien. Vers l'Ouest, en bordure du bassin d'Alès, seul le petit synclinal de Boisson se caractérise par son contenu sédimentaire d'âge crétacé supérieur. Le synclinal des Plans et le nord-ouest de synclinal d'Uzès n'offrent pratiquement qu'un remplissage tertiaire d'âge éocène. Les argiles rougeâtres et les sables qui constituent la base de ce complexe paraissent correspondre au résidu d'altérations du Crétacé supérieur, ici à peine représenté mais développé sur le flanc est de l'anticlinorium.

A l'épisode très localisé des calcaires lacustres lutétiens du Synclinal des Plans, s'oppose le caractère transgressif des dépôts de marnes, grès et conglomérats de l'Eocène supérieur. Des témoins de ce complexe gréseux et conglomératique, à éléments locaux de Néocomien, reposent en discordance angulaire sur le Néocomien. Ils forment une bande discontinue qui entre Mons et Euzet témoigne de l'établissement avant leurs dépôts, d'une surface d'érosion issue de l'aplanissement et de l'évidement de la zone axiale d'un jeune anticlinal. Les faibles déformations imposées à ces matériaux de l'Eocène supérieur permettent de penser que l'évolution architecturale des plis est-ouest postlutétiens était terminée avant la fin de l'Eocène supérieur.

Le redressement des flancs de ces anticlinaux à pendages souvent supérieurs à 50°, le style particulièrement aigu des culminations modelées dans des couches marneuses (Saint-Just), contrastent avec l'amplitude des charnières anticlinales ou synclinales à matériaux calcaires (plateau urgonien développé entre Vallerargues et Larnac). Ce coffrage des plis urgoniens traduit l'existence d'une légère dishar-

monie entre les masses calcaires rigides et marneuses souples, du Crétacé inférieur.

Une longue déchirure orientée approximativement Nord-Est -Sud-Ouest et accompagnée de tout un chevelu de fractures secondaires, *faille de Seyne,* compartimente cet édifice composite. Toute la région située à l'Est se trouve affaissée. La lèvre ouest de l'accident se trouvant au contraire fortement exhaussée (100 m), constitue une ligne de culmination transverse, *culmination de Bouquet,* qui se résout finalement, vers le Nord, en un pli souple affectant des éléments supérieurs de la série néocomienne. Les très rapides plongements axiaux des synclinaux et des anticlinaux, de part et d'autre de cette zone de culmination alignée sur la direction du bord cévenol, confèrent à la masse des Garrigues de Lussan, l'allure d'un vaste pli coffré nord-est - sud-ouest, subrectangulaire, à axe faillé et dont les flancs longitudinaux sont fortement gondolés.

B) *La configuration structurale profonde.*

Deux profils sismiques en croix, essayés sur ce domaine, furent effectués en 1947, dans des conditions techniques peu favorables. Le profil nord-sud ne permit d'identifier que des groupes de « miroirs » dont les courbes enveloppes (fantômes) n'apporteraient aucun élément susceptible de modifier l'interprétation des plis superficiels.

Le profil est-ouest, par contre, fournit une image inattendue. A de vagues indications anticlinales dans les couches superficielles, succède progressivement celle d'un faisceau de « miroirs » monoclinaux et divergents vers le Sud-Est.

Une seconde campagne sismique, effectuée ultérieurement (1952) et dans de meilleures conditions techniques, donna du profil est-ouest de cette région une figure analogue et plus précise, sur laquelle il était possible de dessiner deux « fantômes » à peu près parallèles entre 4 500 et 5 500 m. Au-dessus de ces fantômes nettement inclinés vers l'Est, les miroirs sismiques ne donnaient qu'une image confuse et incohérente.

Le sondage Lussan 1 fut implanté, entre Vendras et Fons-sur-Lussan, légèrement sur le flanc de l'une des culminations. Ce forage mit en évidence le surépaississement insoupçonné des séries marneuses du Néocomien et du Jurassique supérieur. Ce surépaississement, contraste fortement avec l'uniformité des faciès et celle des puissances des séries calcaires intercalées. Il permet de compenser, en profondeur, l'intumescence anticlinale superficielle et d'admettre, pour les séries inférieures du Mésozoïque, une disposition monoclinale. Il ne paraissait pas déraisonnable d'admettre que le tracé de l'un des fantômes de 4 500 à 5 500 m correspondrait approximativement à la localisation de l'interface Paléozoïque-Mésozoïque. La section verticale

du Secondaire prenait alors l'aspect d'une vaste lentille plano-convexe.

C) *Essai d'interprétation.*

On pouvait, a priori, proposer, pour expliquer l'épaississement des séries marneuses, deux hypothèses différentes. La première, conduit à attribuer ce phénomène à une cause purement sédimentaire, provoquée par un accroissement de dépôt des matériaux en suspension sur un talus continental ; la seconde, invoque un bourrage tectonique des éléments plastiques de la série, le voussoir des garriques constituant, en somme, une grande loupe de glissement.

Plusieurs faits m'incitèrent en 1951 à adopter la deuxième interprétation :

1° La géométrie, très simple dans son ensemble, des horizons profonds révélés par la prospection sismique ;

2° La constance des faciès et des épaisseurs des assises calcaires du Jurassique supérieur ;

3° Surtout l'âge tardif de l'intumescence de la masse des garrigues le long de la grande déchirure nord-est - sud-ouest constituée par la faille de Seynes. Cette faille en effet, comme tous les accidents de direction varisque de cette région, est d'âge postéocène. L'intersection du chevelu des failles qui lui est lié avec le synclinal éocène d'Euzet-Uzès est, à cet égard, très démonstrative : on y voit les dépôts de l'Eocène dénivelés par ces accidents. Les failles de bordure du bassin d'Alès qui lui sont parallèles sont d'âge nettement oligocène.

Cette idée de l'orogonèse oligocène des Garriques de Lussan par fluage des éléments mobiles de la couverture, conduit à une nouvelle construction architecturale du bord cévenol. Il est évident que les mouvements de glissement relatifs de la couverture, en bordure immédiate du Paléozoïque doivent intégrer un phénomène de beaucoup plus grande amplitude. Celui-ci aurait amené l'ensemble de la série sédimentaire, glissant, depuis les flancs du Lozère, sur son substratum, à se rassembler, à l'intérieur de son coffrage calcaire, vers les zones basses. La frange immédiatement bordière ne représenterait plus, aujourd'hui, que le résidu, laissé en arrière, de cette translation. L'interface Paléozoïque-Mésozoïque, calculée d'après les sondages à l'Ouest du bassin d'Alès, et celle, déduite des études géophysiques à l'Est de ce même fossé, paraissent appartenir à un même plan. Ce fait incite à admettre la continuité de ce plan sous le fossé. La construction de ce plan virtuel et la connaissance de la valeur de la sédimentation oligocène dans le fossé permettent de penser que, il ne doit y avoir pratiquement pas de sédiments mésozoïques au fond du Bassin. Cette absence de matériaux secondaires sous le bassin com-

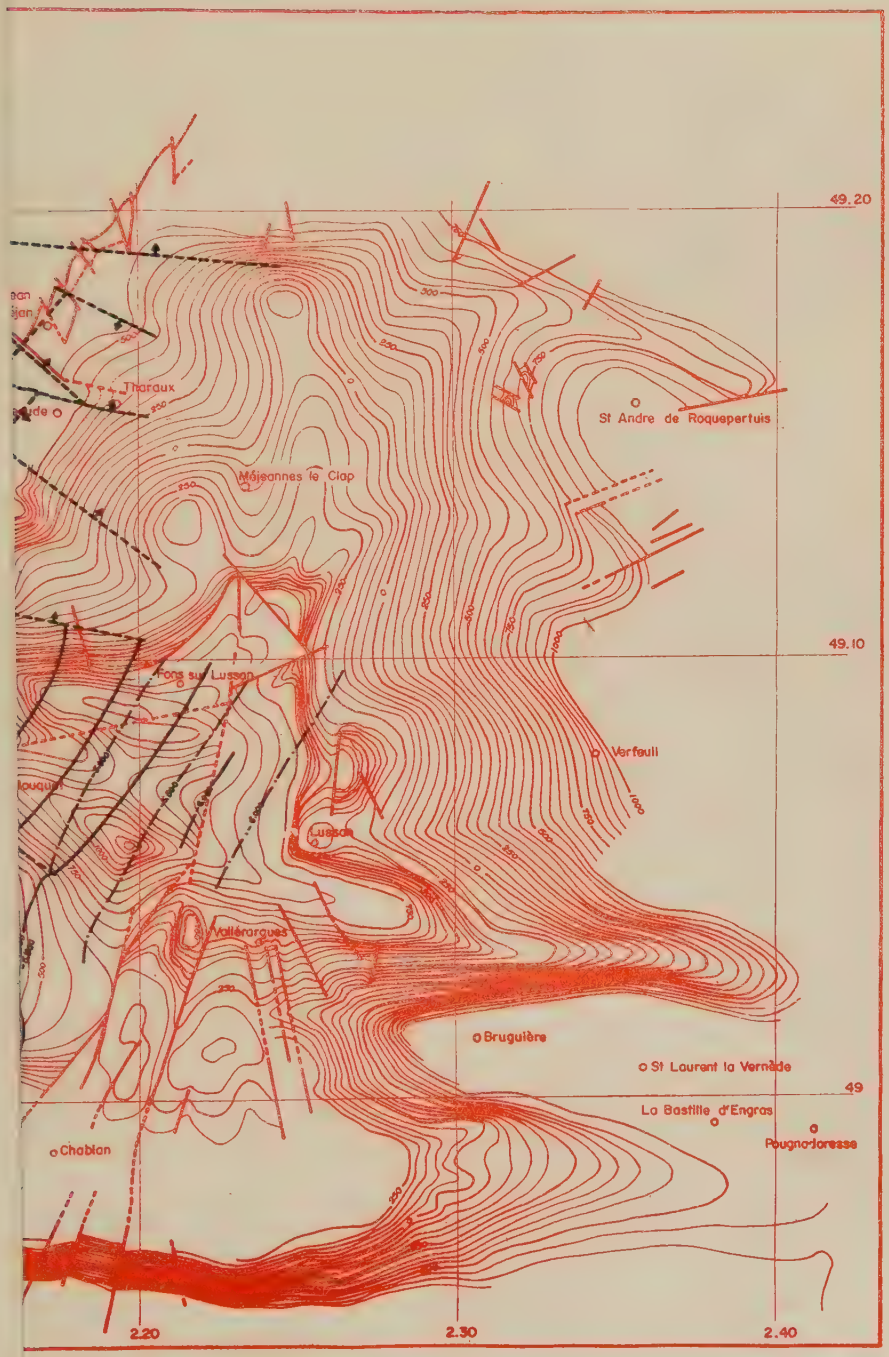

49.20
49.10
49
2.20
2.30
2.40
Tharaux
St Andre de Roquepertuis
Méjeannes le Clap
Vers sur Lussan
Verfeuil
Lussan
Vallérargues
Bruguière
St Laurent la Vernède
La Bastille d'Engras
Pougnadoresse
Chabian

Planche 9

penserait naturellement le volume de sédiments rassemblés sous la structure des Garrigues. Le bassin oligocène d'Alès devient, alors, non plus un fossé où la couverture passive aurait suivi un coin de socle dans un effondrement d'une valeur exceptionnelle, près de 10 000 m à hauteur même d'Alès, mais en quelque sorte un affaissement superficiel provoqué par le fluage des éléments internes de la couverture mésozoïque. L'étude du bassin d'Alès conduite en collaboration avec J. Germa a semble-t-il apporté une confirmation à cette construction audacieuse.

Le fossé tertiaire d'Alès.

A) *Les matériaux oligocènes.*

Le caractère meuble ou peu résistant des sédiments oligocènes, qui emplissent ce fossé, lui confère une topographie déprimée et un modelé sans caractère. Son tracé Nord-Est - Sud-Ouest est surimposé à l'édifice pyrénéen précédemment décrit. Son hydrographie témoigne de son évidement relativement récent ; seul le ruisseau de l'Avesne, qui débouche dans cette plaine au Nord de Rousson, l'emprunte longitudinalement. Les autres cours d'eau : l'Auzonnet, la Cèze, la Claysse inscrivent leurs cours obséquents orthogonalement aux dispositions structurales, et convergent en bordure orientale du fossé, vers les gorges où la Cèze a encaissé ses méandres, pour traverser le massif urgonien des Garrigues. La surimposition de ces cours est en relation avec l'établissement d'une surface d'alluvionnement pliocène supérieur pentée vers l'Est et dont on retrouve des lambeaux sur les hauteurs avoisinant le bassin. La disposition des affleurements, où les diverses formations s'alignent en longues bandes grossièrement parallèles, orientées Nord-Est - Sud-Ouest et de plus en plus récentes vers l'Ouest, souligne l'allure monoclinale du contenu tertiaire de la dépression. De fait, toutes les couches plongent vers l'Ouest avec des inclinaisons variables pouvant atteindre localement 40°. Le long de la lèvre orientale du bassin, la base (Lattorfien) de la série oligocène se montre transgressive sur les différents termes des assises néocomiennes ou éocènes des matériaux pyrénéens. Presque dépourvue de faciès détritiques de base, cette formation déposée en milieu lagunaire est constituée de calcaires à *Cyrena dumasi* et *Jaquotia aporospira*. Sa limite d'affleurement ne correspond nullement à une limite sédimentaire, mais à un contour d'érosion. La lagune dans laquelle s'est opérée la genèse de ces sédiments, s'étendait bien au-delà du bassin actuel et recouvrait la zone des garrigues, ainsi qu'en témoignent la conservation de nombreux lambeaux de ces calcaires sur l'Urgonien anticlinal et leur développement dans les synclinaux d'Uzès et de Barjac.

Les termes supérieurs du Lattorfien manifestent d'importants apports terrigènes. Les dépôts argileux représentent une part appréciable de ces assises. Des calcaires marneux encaissent d'importantes lentilles de lignites, objets d'exploitations. Des franges détritiques paraissent auréoler des reliefs nouvellement constitués. Au Lattorfien supérieur doit donc correspondre une modification paléogéographique importante, conséquence d'une première individualisation du bassin. Cette individualisation se traduit par l'accumulation corrélative de matériaux empruntés aux zones en voie de soulèvement et par la subsidence marquée de cette région (900 m de Lattorfien à Mar 1). Une légère discordance sépare, d'ailleurs localement, le Lattorfien inférieur du Lattorfien supérieur. Les calcaires à *Cyrena dumasi* paraissent, notamment, se biseauter au Nord de Barjac sous les sédiments détritiques du Laffortien supérieur.

Une importante phase de fracturation suivie d'érosion s'est manifestée à la fin des temps lattorfiens. Les sondages Mar I, II, III et IV, ont en effet révélé l'existence d'une topographie antéstampienne très accusée, comportant des dénivellations de l'ordre de 200 m. Il semble que l'individualisation de cette topographie soit due au jeu d'une série de failles contraires compensatrices, découpant les assises lattorfiennes en une succession de gradins progressivement relevés vers l'Ouest.

Les formations stampiennes, puissantes de 200 à 400 m et constituées en majeure partie de marnes argileuses jaunâtres, de grès et poudingues de provenances locales et de calcaire à texture granuleuse traduisent une phase de comblement torrentiel. Leur inclinaison, en général, plus accusée que celle de leur substratum lattorfien, procède vraisemblablement d'un basculement tardif du bassin. L'inclinaison générale des couches lattorfiennes devait être orientée vers l'Est, pendant que se soulevait le Lozère et que s'accumulaient, durant le Stampien, les produits du démantellement de sa couverture néocomienne. Les puissants conglomérats (conglomérats Amenlas) accumulés au pied de la bordure occidentale du fossé, indiquent la provenance occidentale, durant la fin du Stampien ou le début de l'Aquitanien, des matériaux détritiques. La nature exclusivement ou presque exclusivement néocomienne des éléments, qui le constituent, peut s'interpréter comme témoignant de la persistance à cette époque d'une importante couverture néocomienne le long de la bordure cévenole ou, de l'origine très locale de ces sédiments. La morphologie des galets ou blocs relativement peu roulés paraît plaider en faveur de cette deuxième proposition.

B) *Les Klippes.*

Dans le Sud du bassin, apparaissent, au sein des affleurements

stampiens, des amas de matériaux bréchiques, d'âge néocomien, rendus célèbres par les controverses qu'ils ont soulevées. THIERRY a proposé de voir, là, des témoins de nappe mylonitisés et reposant sur l'Oligocène. G. DENIZOT (1936-1937) a étudié ces affleurements et en a donné une analyse détaillée. Il y a décrit des écailles d'Hauterivien fossilifère et d'Urgonien, chevauchant individuellement, sur leur bord sud-oriental, les matériaux stampiens, qui les enveloppent. Par ailleurs, J. GOGUEL (1936 c-1938 c), impressionné par le caractère roulé des éléments de conglomérats envahissant le Stampien à l'approche de ces amas bréchiques, a voulu ne voir dans ces Klippes que des faits de nature sédimentaire : éléments de cours torrentiels, développés au moment de l'effondrement du bassin. Plus récemment KOOP a, bien légèrement, considéré ces écailles comme provenant d'un glissement quaternaire de matériaux des bordures du bassin. Un article paru l'année suivante dans l'*American Journal of Science* sous les signatures de J. GOGUEL, M. MAINGUY, M. GOTTIS, J. GERMA a mis l'accent sur les très nombreuses critiques qu'appelle cette manière de voir.

Les géologues sont aujourd'hui unanimes pour admettre avec G. DENIZOT que les Klippes d'Alès sont des écailles synsédimentaires de matériaux néocomiens, emballés dans le remplissage tertiaire de la dépression. Ces sortes d'olithostromes chevauchent, vers l'Est, les conglomérats stampiens parfois rendus bréchiques à leur approche. Ces divers éléments structuraux sont situés en face du point où l'anticlinal de Mons-Belvezet est coupé par le fossé ; ils décrivent dans leur ensemble un segment de couronne à grand rayon de courbure, dont la portion interne est en grande majorité composée d'Hauterivien et dont la frange externe n'est pratiquement constituée que d'Urgonien. Cette image paraît correspondre à celle d'une côte périanticlinale à plongement périphérique vers l'Ouest. L'évidement de la combe épianticlinale de Mons-Belvezet est antérieur à l'Eocène supérieur ; ce fait permet de penser, que le relief de la couronne périanticlinale occidentale de cette structure a été enterré sous les dépôts oligocènes après sa dissection partielle par l'érosion. Par la suite, il aurait été engagé, par paquets disjoints, dans la tectonique post-éocène. Il reste, toutefois, à expliquer la structure bréchique des matériaux intéressés par ces dispositions architecturales, ainsi que celle manifestée par l'Urgonien le long de toute la bordure occidentale du fossé : urgonien mylonitique de THIERRY. L'étude des faits observés au cours de la campagne de sondages profonds, exécutés dans ce domaine, permet de proposer une explication.

C) *Résultats des sondages profonds implantés dans le fossé d'Alès.*

Parmi les sondages, implantés dans le voisinage et à l'Ouest de Saint-Jean-de-Maruéjols, trois ont atteint le substratum de l'Oligocène.

Le sondage *Mar I* a pénétré entre 1 150 et 1 225 m, une formation argilo-détritique rougeâtre identique à l'Eocène inférieur du synclinal des Plans. Au-dessous, le trou a été foré dans une formation calcaire bréchique attribuée au Crétacé supérieur (Coniacien). Le forage a été arrêté à 1 398 m dans cette formation puissante par conséquent de plus de 175 m.

Le sondage *Mar IV* (situé à environ 500 m au Sud-Est de Mar I) a traversé 300 m d'Eocène inférieur rouge et 240 m de brèches calcaires, dont 85 m ont été attribués au Coniacien, alors que l'on proposait de considérer, avec doute, la partie inférieure, soit 145 m comme cénomanienne.

Plus riche d'enseignements a été le sondage Lussan-2, exécuté en 1952 et implanté environ 1 500 mètres à l'Ouest de Mar-I.

Sous 1 282 mètres d'Oligocène, la sonde a traversé 73 mètres d'Eocène, épaisseur voisine de celle révélée à Mar-I.

Le substratum mésozoïque de ce Tertiaire, entièrement traversé, n'a montré en ce point qu'une puissance égale à 500 mètres.

L'ensemble des assises calcaires traversées entre 1 335 et 1 628 mètres offrait un aspect localement bréchique et comparable à celui des formations bréchiques de Mar-I et Mar-IV, des Klippes d'Alès et de la bordure occidentale du bassin.

Au-dessous de 1 732 mètres, les schistes noirs à plantes stéphaniennes du tréfonds paléozoïque ont été traversés, sur 261 mètres.

On ne manquera pas de remarquer que les formations marneuses qui, normalement, sur les deux bords du bassin, s'intercalent dans la série mésozoïque et lui confèrent sa grande puissance, font pratiquement défaut ici.

D) *Essai d'interprétation.*

Ce sondage a ainsi apporté la confirmation de l'hypothèse émise en 1951 au sujet de la structure des Garrigues de Lussan. Il fournirait la preuve que les matériaux marneux fluides, qui participaient, jadis, pour la plus grande part, à la constitution de la série sédimentaire formant le substratum secondaire du bassin, se sont enfuis vers les Garrigues de Lussan. Dans leur translation latérale, ces matériaux visqueux ont raboté et broyé leur armature calcaire incapable de s'écouler et demeurée pratiquement sur place.

Ce résidu, cette « queue » de glissement se trouve aujourd'hui sous forme de paquets ou d'amas épars, ainsi que semblent l'indiquer les mesures de résistivités électriques effectuées dans le bassin par la méthode « tellurique ».

C'est à cette tectogenèse « intercutanée » que je propose d'attribuer le broyage de la zone périanticlinale ouest (Klippes) de Mons,

ainsi que de l'ensemble de l'Urgonien mylonitique de la bordure occidentale du fossé. Ce phénomène de fluage général vers l'Est permet de mieux saisir les raisons de l'étirement du Néocomien du flanc oriental de l'écaille de Duzège et son aspect bréchique. *Ainsi la faille des « Cévennes », dont l'allure peu inclinée avait tant intrigué partisans et adversaires de la théorie du charriage, paraît, prenant sa place dans l'architecture générale de bordure des Cévennes, correspondre à la surface de fluage de la masse néocomienne.* Le caractère tardif de l'érosion de la couverture néocomienne du glacis de bordure, situé à l'Ouest du bassin, permet, également, de mieux comprendre le rôle de la gravité et d'attribuer à une époque plus récente le bourrage hauterivien manifesté à l'Est du Synclinal de Sampzon. L'invagination de l'extrémité sud-ouest de ce Synclinal sous l'écaille du Duzège, bloquée ves l'Est par la masse oligocène, est certainement attribuable à ce phénomène tardif.

Conclusions relatives à la tectogenèse de la bordure orientale des Cévennes.

Il semble ressortir des faits, qui viennent d'être exposés que, succédant à l'exhaussement néocrétacé, qui en avait éloigné le domaine maritime, une phase de dépression relative a affecté le bâti cévenol durant l'Eocène. L'orogenèse pyrénéenne, dans ces lieux de faible élévation, ne paraît pas avoir provoqué de tectogenèse autonome de couverture, mais seulement l'accommodation, le moulage, par le revêtement sédimentaire, des grands panneaux de socle engendrés par une forte fracturation est-ouest. Après un aplanissement modéré des reliefs issus de la phase pyrénéenne et depuis l'Oligocène, le soulèvement de la masse cévenole a, par contre, suscité, sur son versant oriental fortement incliné, l'édification d'une tectonique embryonnaire de couverture. Celle-ci intéresse un important volume de roches et s'est traduite par un déplacement des sédiments en direction de l'Est ; au cours de ce phénomène, un étirement et un découpage en tranches obliques a affecté les matériaux situés en amont sur la bordure immédiate des Cévennes. En aval, au contraire, les assises les plus mobiles se rassemblaient en un bombement anticlinal. Entre ces deux zones la plaine d'Alès bordée de failles antithétiques, n'est pas un vrai fossé d'effondrement dû à un jeu d'actions verticales du socle cristallin. Vidée de la presque totalité des couches jurassiques et crétacées affleurant le long de ses lèvres, cette dépression n'est pas reflétée par la géométrie profonde de la surface du Paléozoïque. Elle correspond, vraisemblablement, au comblement partiel d'une niche d'arrachement béante, crée à l'Oligocène par suite de la différence de vitesse d'écoulement de la couverture de part et d'autre de ses lèvres.

CHAPITRE II

LA BORDURE SUD-ORIENTALE DES CÉVENNES

SOMMAIRE

La bordure cévenole à l'Ouest de Durfort et dans la région de Ganges.

I. — **Généralités.**
II. — **Le dispositif monoclinal de bordure.**
III. — **Le synclinorium de Ganges.**
Le Thaurac.
Le fossé de Montoulieu.
La terminaison orientale du synclinorium.
IV. — **Conclusions sur l'architecture des affleurements mésozoïques de la région de Ganges entre Saint-Hippolyte-du-Fort et Saint-Laurent-le-Minier.**

La bordure du Larzac.

I. — **Le bois de Monier.**
II. — **La chaîne de la Seranne.**
III. — **Les Causses et le haut-fond de Gornies.**
IV. — **Le pays de Buèges.**
Morphologie.
Architecture.
Age de la tectogenèse.
Hypothèse sur le mode de genèse structurale.
L'évolution structurale et l'analyse morphologique.
Conclusions.

Le demi-dôme de Quissac et le flanc monoclinal de Coutach-Pompignan.

I. — **Architecture cassante.**
II — **Les gouttières tertiaires développées au pied de la faille de Corconne, leur signification dans l'histoire structurale locale.**
III. — **Résultats du sondage Quissac-I.**
Conclusions a l'étude de la bordure sud-orientale des Cévennes.

GENERALITES

Pour donner des faits une description permettant une appréciation saine des dispositions analysées, il faudrait que cette analyse englobe toute l'architecture de la région s'étendant entre la *faille de Nîmes* et les Cévennes. La complexité de l'évolution tectonique de ce vaste domaine m'a, toutefois, incité pour la clarté de l'exposé et aux risques de me répéter, à ne décrire dans ce paragraphe qu'une étroite bande, siège d'une plus grande unité quant à l'origine des déformations.

A l'ouest de Durfort, la bordure du Massif cévenol s'aligne rapidement selon la direction Est-Ouest du système pyrénéen, pour permettre l'ouverture de l'aire synclinale des Causses. A l'Ouest - Nord-Ouest de Ganges, un éperon de matériaux paléozoïques se détache à hauteur de Sumène, en direction du Sud-Ouest et vient s'ennoyer sous le Jurassique, entre Saint-Laurent-le-Minier et Montdardier. Cet éperon et son prolongement méridional par le *dôme de Gorniès-Madières* marque l'extrémité nord du seuil séparant, vers l'Ouest, le domaine des Causses (dont l'architecture ne révèle que le rôle passif du revêtement mésozoïque) d'une zone plus orientale, où la couverture secondaire a manifesté plus nettement son indépendance.

Entre Saint-Hippolyte-du-Fort et Brissac, se creuse, au sein des assises jurassiques et néocomiennes, un étroit fossé tertiaire de direction Nord-Est - Sud-Ouest et connu sous le nom de *fossé de Montoulieu*. Cette dépression, adossée au massif *anticlinal du Bois de Monier*, paraît se prolonger, vers le Sud-Ouest, au cœur *du pays de Buèges*, par l'étroit coin *synclinal de Caussounel* intéressant un matériel argovo-kimméridgien. Elle délimite, ainsi, entre elle et le Massif cévenol, une aire d'allure triangulaire, dont elle forme la base et dont Ganges occupe le sommet opposé.

Sur les côtés nord et nord-ouest de cette aire déprimée les matériaux triasiques et jurassiques s'ordonnent en une longue bande monoclinale est-ouest puis nord-est - sud-ouest.

LE DISPOSITIF MONOCLINAL DE BORDURE

Les différentes assises, arc-boutées contre le massif primaire, se montrent, localement, très étirées. Il est très difficile d'apprécier la valeur de ces étirements et la part qui revient, dans les images cartographiques ou sur des coupes limitées, aux phénomènes stratigraphiques, au fait d'accidents transverses de valeur locale et à la dishar-

monie relative de couches alternantes de propriétés mécaniques diverses.

D'importantes lacunes sédimentaires se manifestent entre Saint-Roman-de-Codières et Gorniès. Ces lacunes affectent surtout les formations marneuses interstratifiées dans la série et développées à l'Est, si bien, qu'à l'ouest de Ganges, la série mésozoïque, par suite de ces lacunes et de l'ablation par l'érosion de la série néocomienne, constitue une masse presque homogène de calcaires coiffant les marnes du Keuper.

Entre Saint-Hippolyte-du-Fort et Ganges, le Massif cévenol paraît limité par une flexure très marquée de la surface antétriasique.

Du côté amont, les lambeaux du revêtement jurassique posés sur le massif paléozoïque montrent une faible inclinaison. A Saint-Roman-de-Codières, la montagne de la Fage doit son relief à la côte subhorizontale du Lias inférieur.

Sur le versant méridional de cette crête, l'affaissement très rapide du substratum ancien vers le ravin de la mine de Sumène entraîne le plongement brutal de la couverture vers le Sud. Une telle disposition a provoqué le laminage du Trias. Ce phénomène s'accompagne d'un écaillage des corniches dolomitiques interstratifiées dans les marnes plastiques. Certaines de ces écailles se montrent même fichées dans les matériaux meubles du Houiller sous-jacent. Le calcaire du Jurassique supérieur redressé presque à la verticale forme l'arête des Cagnasses.

A l'Ouest de la vallée du Rieutord, alors que l'ensemble des assises s'incurve vers le Sud contre l'éperon de Saint-Laurent-le-Minier, leur inclinaison dirigée vers l'Est s'affaiblit considérablement (25° en moyenne). Elles amorcent, ainsi, en direction de l'Ouest, une ébauche de fermeture périsynclinale à la dépression de Ganges. Cette dépression est modelée dans les assises marnocalcaires du Néocomien. Celles-ci décrivent au pied du relief jurassique une brusque charnière synclinale et ne sont plus guère affectées, au-delà, que d'un très faible pendage sud.

LE SYNCLINORIUM DE GANGES.

Ce syclinal néocomien à fond très plat présente quelques particularités structurales qui ont suscité l'intérêt de Nikles (1907) puis de Goguel (1938). Plus récemment F. Bernard (1950) a fait une analyse minutieuse de la moitié occidentale de ce complexe structural.

Le Thaurac : touche de piano axiale.

A peu près au milieu de la surface couverte par le Valanginien, se dresse le bloc jurassique du Thaurac de style subtabulaire. Les marges de ce petit massif sont relevées en crochons synclinaux et sont limitées du reste du synclinal par deux failles de direction nord-est - sud-ouest. La masse jurassique, affectée de fractures parallèles aux accidents bordiers, est traversée, orthogonalement à son allongement, entre La Roque et Saint-Bauzille-de-Putois, par une clue de l'Hérault. Cette coupe naturelle met en évidence l'allure anticlinale du panneau central à cœur séquanien inférieur. Un ensellement, à peu près nord-sud, creusé entre Cazilhac et Coupiac, permet le développement d'un couloir de Berriasien séparant le Thaurac de la côte jurassique formant les reliefs du bois de Montmal et de l'extrémité est de la chaîne de la Seranne. Les deux failles bordières du Thaurac (*faille de la Roque au Nord-Ouest* et *faille d'Agonès au Sud-Est*) traversent, en direction du Sud-Ouest, l'ensellement de Cazilhac-Coupiac et pénètrent, à travers la côte jurassique précitée, pour converger sur le versant nord-ouest de la chaîne de la Seranne immédiatement à l'Est de la cote 568 (E.M.).

Vers le Nord-Est, le massif du Thaurac s'effile en un éperon aigu, entre ces deux failles limites, qui se réunissent pratiquement aux environs de Blancardie. La prolongation de la faille méridionale ne se manifeste plus dans la topographie du paysage néocomien que par un chapelet de petits « blocs amygdaloïdes » de calcaire jurassiques et valanginiens au sein des marnes infra-crétaciques. Bien plus marqué est son passage sur le bord nord du synclinal, au point où elle décale la côte jurassique en bordure du massif cévenol, entre les cotes 539 et 580 (E.M.).

Au Sud de la clue de l'Hérault, les deux failles limites offrent l'allure d'accidents verticaux, comme le montre F. Bernard (1950). A hauteur de cette clue, elles ont tendance à se coucher légèrement vers l'extérieur du panneau, devenant faiblement inverses, et amènent les bords du massif jurassique à s'appuyer contre le Néocomien. Au droit de cette partie médiane du Taurac, les marno-calcaires du Valanginien ne montrent point, de part et d'autre du bloc exhaussé, de tendance au relèvement. Ils buttent contre les calcaires jurassiques ou même plongent contre les accidents qui les limitent.

A l'Est de Saint-Bauzille-de-Putois, un accident (*faille de Saint-Bauzille*) à regard sud-est, court, depuis le pied méridional de la Seranne, par N.-D.-du-Suc, Brissac et Saint-Bauzille et converge avec la faille d'Agonès. Il amène les assises de l'Hauterivien, constituant sa lèvre orientale, au contact de l'abrupt méridional du Thaurac. Celui-ci est, ainsi, bordé par l'Hauterivien jusqu'à la route nationale 99 de Ganges à Saint-Hippolyte-du-Fort.

Au Nord, le rejet de la faille de La Roque diminue brusquement à la faveur de crochons antagonistes et du relèvement de la marge méridionale du panneau crétacé effondré. A la hauteur de l'extrémité nord du Thaurac, les matériaux néocomiens dessinent une gouttière synclinale à fond plat, venant prendre appui, le long de son bord méridional, sur le Berriasien et le Tithonique. Ainsi, au Nord de Montoulieu, le prolongement oriental des failles d'Agonès et de Saint-Bauzille, sépare deux éléments de synclinaux. Le plus septentrional ne recèle que des marnes valanginiennes, l'autre est, par contre, empli d'Hauterivien. Au droit de cet accident, les assises jurassiques du compartiment relevé sont à peine voilées par une très faible épaisseur de marnes valanginiennes. La convergence, en plan, du tracé des failles de Saint-Bauzille et de La Roque a amené ces accidents par suite de leur nature inverse, à converger également en profondeur. Le relèvement du synclinal de Ganges, vers l'Est, est responsable du fait que ce point de convergence a tendance à se relever lui aussi, voisinant avec la surface topographique actuelle. Le chapelet « d'extrusions » décrit par Goguel (1938) représenterait ainsi deux sortes d'objets :

a) Lambeaux de la « quille » du Thaurac découpée par la convergence de deux failles inverses sur la crête jurassique de la plus importante d'entre elles : la faille de Saint-Bauzille. Cette dernière devient, d'ailleurs, normale et conforme à la traversée du dispositif monoclinal de bordure.

b) Des lambeaux de calcaires du Valanginien supérieur étirés le long du crochon aval de la faille de Saint-Bauzille.

Les failles d'Agonès et de St-Bauzille-de-Putois délimitent entre elles, à hauteur de la vallée de l'Hérault, un coin où affleurent des marnes valanginiennes ployées en anticlinal relativement doux (15°) et plongeant vers l'Ouest en direction du point de rencontre des deux failles. Vers l'Est, l'axe de ce nez plongeant se relève progressivement et vient mouler une avancée des calcaires jurassiques. Celle-ci, développée au Sud de Coupiac à proximité du Mas de Simon, est décomposée en petites touches par un réseau de fractures mineures issues de la faille d'Agonès.

Sur la rive droite de l'Hérault, face à Saint-Bauzille et immédiatement au Nord du hameau de Valrac, se dresse un étroit rocher calcaire à parois abruptes et allongé Nord-Est - Sud-Ouest. Ce rocher, aux matériaux intensément broyés, est accolé à la faille de Saint-Bauzille. Il pose, quant à l'attribution stratigraphique des calcaires dont il est fait, un problème délicat par suite de la recristallisation à peu près totale de la pâte de la roche. Deux formations présentent, dans cette région, un faciès assez comparable de calcaires organogènes souvent cristallins. L'un, le Portlandien, forme les reliefs voisins de

la Séranne et du bois de Monier, l'autre, le Valanginien supérieur, constitue l'entablement du Causse de l'Hortus Pompignan. La position de ce bloc entre deux séries isoclinales, l'une de Valanginien, l'autre d'Hauterivien inférieur [1], ainsi que l'analogie de cette disposition avec des faits observables, au Nord-Est, sur la terminaison du fossé de Montoulieu, incitent à attribuer à cette formation un âge Valanginien supérieur.

Le fossé de Montoulieu.

Ce fossé correspond à la gouttière méridionale effondrée du synclinorium de Ganges. Deux fractures à peu près parallèles lui ont donné naissance : au Nord-Ouest, *la faille de Saint-Bauzille,* au Sud-Est la *faille de Triadou* qui s'allonge depuis la cote 188 au Sud-Sud-Est de Brissac jusqu'à Valgrand, ferme située à 2,500 km environ de l'Est de Montoulieu. Cet accident, sur le bord duquel est bâti le château du Triadou, donne au bord nord du relief rocheux du bois de Monier un tracé rectiligne ; il est relayé, à l'Est de Valgrand, par la *faille de Saint-Hippolyte.* Celle-ci, née à l'Est des Claparèdes, au cœur du massif calcaire du bois de Monier, intéresse les couches néocomiennes des environs de Salle-de-Gour. Elle traverse le sous-sol de la ville de Saint-Hippolyte et disjoint la carapace jurassique de la bordure cévenole au Nord du hameau de Mandillargues.

Le remplissage oligocène du fond de la gouttière vient, le long de la faille du Triadou, en contact avec le Jurassique supérieur de sa bordure orientale. Du côté opposé, les formations mésozoïques directement en rapport avec le Tertiaire sont d'âge Hauterivien. Un accident (*faille d'Anglas*) tantôt visible, tantôt masqué et parallèle à la faille de Saint-Bauzille limite, en deux étroites bandes, Hauterivien et Oligocène.

L'évolution des caractères des matériaux constituant la série oligocène de Montoulieu témoigne de l'accroissement des actions orogéniques presque à l'ultime phase de comblement du bassin. Les dépôts colloïdaux et calcaires, par lesquels a débuté localement la sédimentation, mettent en évidence le caractère sénile du cadre topographique modelé sur le pays néocomien. Les grès, qui constituent le terme moyen, accusent un transport relativement lointain, leur provenance ne pouvant guère être recherchée que sur le massif cévenol ou sa bordure immédiate. Ils seraient alors l'indice d'un soulèvement du massif ancien. L'épisode terminal du comblement

---

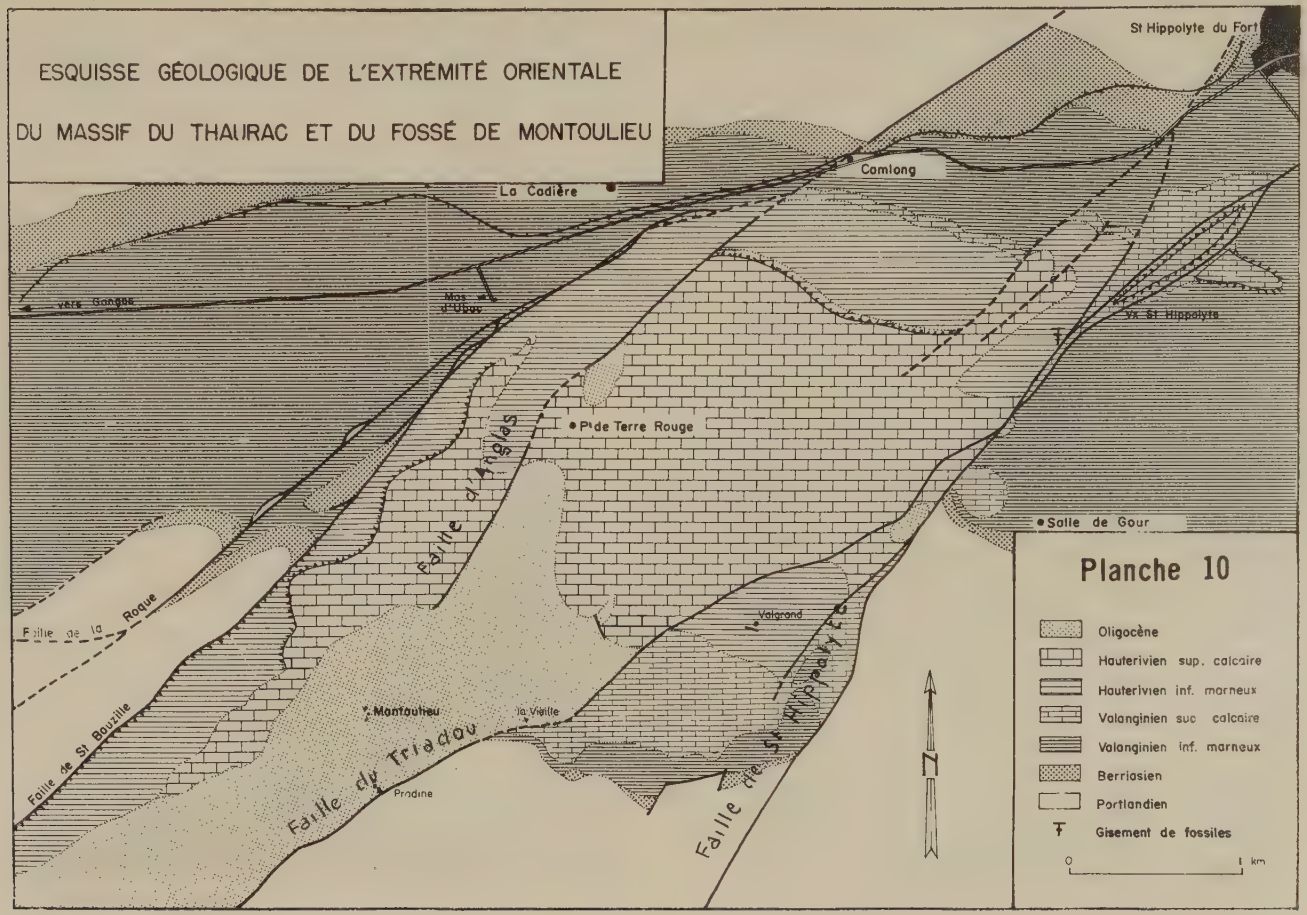
(1) F. Bernard, p. 24, a cité : *Saynella sp, Leopoldia castellanensis* d'Orb., *Leopoldia crytoceras* d'Orb., *Acanthodiscus radiatus* Brug., *Toxaster retusus* Lmk dans les marno-calcaires et calcaires marneux.

du bassin révèle une origine beaucoup plus locale. Nature et morphoscopie des éléments assignent aux conglomérats un mode de transport torrentiel à partir des reliefs voisins. Ce fait paraît traduire la manifestation de phénomènes orogéniques ayant modelé l'architecture des matériaux mésozoïques, source des conglomérats. Il est donc vraisemblable que c'est à l'époque du dépôt de ces conglomérats, que s'est individualisé le fossé. Celui-ci a dû se surimposer à un bassin de dimensions beaucoup plus vastes. Il paraît s'être localise au cœur d'une gouttière synclinale dont la terminaison nord-est, quoique faillée, a conservé un dessin assez simple. Le système de faille, qui enchâsse aujourd'hui les matériaux oligocènes dans la masse des terrains secondaires, semble, toutefois, s'être développé selon une direction oblique à l'axe primitif du synclinal. L'architecture d'ensemble des assises tertiaires correspond, en effet, à celle qu'offrirait une tranche de terrain découpée dans un synclinal obliquement à son axe. Au Sud-Ouest, l'ensemble de l'Oligocène plonge selon une surface faiblement pentée (15°) vers le Nord-Ouest La direction des bancs fait avec celle des failles génératrices du fossé, un angle supérieur à 10°. Dans la portion nord-orientale de la gouttière, à hauteur de Montoulieu, ces assises, après avoir dessiné une vague inflexion synclinale, s'inclinent uniformément vers le Sud-Est, disposition contraire à celle manifestée à l'extrémité opposée de la dépression.

La terminaison orientale du synclinorium.

Les auréoles périsynclinales, que décrivent, vers le Nord-Est, les couches néocomiennes, se développent jusqu'à Saint-Hippolyte-du-Fort. A hauteur de l'Aniela, sur le bord méridional du fossé, se dégagent, successivement, le calcaire marneux du Berriasien, les marnes pyriteuses du Valanginien inférieur, la corniche de calcaire graveleux et oolithique du Valanginien supérieur. L'aire cultivée de Valgrand est établie sur un coin de marnes de l'Hauterivien inférieur. Au Nord-Est de Valgrand, ces divers termes s'étirent contre la faille de Saint-Hippolyte, amenant presque en contact le Portlandien du Bois de Monier et les calcaires de l'Hauterivien supérieur. Ceux-ci, grâce au relèvement du fond du synclinal, développent leurs affleurements en un plateau rocailleux, dont la côte septentrionale domine la route de Ganges à Saint-Hippolyte.

A proximité de Salle-de-Gour, sur la lèvre orientale de la faille de Saint-Hippolyte, la succession des assises berriasiennes et valanginiennes se rétablit rapidement et dessine un fragment de synclinal très plat. A l'Ouest de la route de Saint-Hippolyte à Pompignan, le Valanginien supérieur forme le relief de la côte 117 (butte du vieux Saint-Hippolyte) dominant Salle-de-Gour. Le long de la faille


ESQUISSE GÉOLOGIQUE DE L'EXTRÉMITÉ ORIENTALE
DU MASSIF DU THAURAC ET DU FOSSÉ DE MONTOULIEU
St Hippolyte du Fort
Camlong
La Cadière
vers Ganges
Mas d'Ubas
Vx St Hippolyte
Pde Terre Rouge
Faille d'Angles
Salle de Gour
Planche 10
Oligocène
Hauterivien sup. calcaire
Hauterivien inf. marneux
Valanginien sup. calcaire
Valanginien inf. marneux
Berriasien
Portlandien
Gisement de fossiles
0
1 km
Valgrand
Faille de la Roque
Faille de St Bouzille
Montoulieu
la Vieille
Faille du Triadou
Pradine
Faille de St Hippolyte
N

de Saint-Hippolyte, cette dalle valanginienne redressée à la verticale forme une arête aiguë, coincée au Sud-Ouest entre les marnes valanginiennes et les calcaires de l'Hauterivien supérieur. Plus au Nord, au pied et sur le versant nord-ouest du vieux Saint-Hippolyte jusqu'au quartier de Croix-Haute, cette barre sépare les marnes valanginiennes de marnes analogues que leur faune d'Ammonites :

Leopoldia castellanensis d'Orb.

Saynella sp.

permettent de considérer comme hauterivienne. L'auteur de la feuille géologique au 1/80 000e du Vigan avait attribué ces marnes au Valanginien et les calcaires qui constituent l'arête verticale au Portlandien coralligène. Une telle disposition nécessitait, pour l'expliquer, des phénomènes extrusifs de nature complexe. Les faits d'ordre stratigraphique qui viennent d'être évoqués éliminent de telles difficultés. La figure structurale proposée est analogue à celle à laquelle participe la dalle calcaire de Valrac.

CONCLUSIONS SUR L'ARCHITECTURE DES AFFLEUREMENTS MESOZOIQUES DE LA REGION DE GANGES ENTRE SAINT-HIPPOLYTE-DU-FORT ET SAINT-LAURENT-LE-MINIER

En somme, l'analyse des détails structuraux superficiels fait apparaître :

a) *Une disposition d'ensemble assez simple :* monoclinales sur la bordure immédiate, les assises secondaires dessinent, dans une situation plus marginale, une large cuvette synclinale à fond plat, où s'individualisent par fracturation des panneaux surélevés (Thaurac) ou affaissés (Montoulieu) ;

b) *Une tectogenèse tardive :* la phase éocène ne paraît, en effet, avoir modelé aucun détail structural. La manifestation des différents éléments analysés ne paraît dater que de l'Oligocène et s'être perpétuée tout au long de cette période. Il semble que le synclinal de Ganges ait occupé, durant l'Eocène, une situation topographique peu élevée, en marge d'un bassin lacustre plus méridional. La série néocomienne, qui en occupe le fond, n'a ainsi subi, pendant cette période, qu'une très faible érosion, mais n'a apparemment été couverte d'aucun nouveau dépôt. Au cours de l'Oligocène, des sédi-

ments fins de provenance relativement lointaine [1] ont dû déborder l'aire dans laquelle ils sont aujourd'hui confinés. Les conglomérats des dernières assises oligocènes représentées traduisent, par la composition et la forme de leurs éléments, une origine beaucoup plus proche et l'importance de l'érosion qui, sur des reliefs nouvellement formés, avait déjà atteint le Jurassique. L'individualisation du synclinal de Ganges et le début de la phase de fracturation qui l'affecte datent vraisemblablement de cette époque. La section des différentes assises de l'Oligocène par les failles bordières du fossé de Montoulieu permet d'assigner à leur jeu principal un âge plus récent. Le pincement basal du Thaurac, par inclinaison inverse des failles qui le limitent, correspond certainement à une phase de compression tardive exercée sur les plans de ces failles. La surimposition du réseau hydrographique majeur et l'affouillement postpliocène des vaux marneux, témoignent d'une surrection d'ensemble régionale à une époque très récente.

La bordure du Larzac.

LE BOIS DE MONIER.

Vers le Sud, le contenu néocomien du synclinal de Ganges s'élimine en hauteur, toutefois, cet élément structural se prolonge partiellement par le long relief inversé que constitue la chaîne de la Seranne. Les collines de calcaire « coralligène » portlandien du Bois de Monier formant le cadre méridional du synclinal de Ganges, sont dues à un pli anticlinal plongeant vers le Nors-Est ; celui-ci, vers l'Est - Sud-Est, sépare cette cuvette du synclinal beaucoup plus vaste de Pompignan-Saint-Martin-de-Londres. La voûte formée par ces calcaires s'ouvre en direction du Sud-Ouest, vers la zone anticlinoriale du Pays de Buèges.

LA CHAINE DE LA SERANNE.

Point culminant des reliefs jurassiques de la région montpelliéraine (915 m) cette arête, longue de 20 km, se termine à son extrémité méridionale, au-dessus de la basse plaine de l'Hérault, par le bastion de Saint-Bauzille (856 m). Profondément affouillée à ses pieds par la gorge de la Vis et la vallée de la Buège, cette chaîne rocheuse, aride, aux pentes escarpées, domine de près de 200 m le plateau du Larzac et de plus de 500 m le Causse de la Selle.

---

(1) H. Teissier cu Cros a signalé à Mandillargues la présence d'infiltrations de craie à Foraminifères du Crétacé supérieur dans les calcaires marneux du Berriasien.

Le synclinal de la Séranne est affecté d'un relèvement d'axe, vers le Sud, qui amène la base de la corniche du Kimméridgien supérieur à former le sommet de Saint-Bauzille. Deux accidents cassants d'inégale valeur, allongés comme la chaîne elle-même Nord-Est - Sud-Ouest, la limitent latéralement vers l'Est et l'Ouest, accentuant l'allure structurale déprimée, esquissée par ses flancs synclinaux. Haut relief, mais édifice effondré la Séranne, isole deux domaines géographiques et géologiques fort différents :

a) A l'Ouest les plateaux caussenards et le haut-fond anticlinal de la Vis (Gorniès) aux séries liasiques et méso-jurassiques réduites ;

b) A l'Est le domaine des garrigues jurassiques modelées sur des matériaux plus épais et plus souples.

LES CAUSSES ET LE HAUT FOND DE GORNIES

La masse des sédiments conservés dans la gouttière des Causses comporte essentiellement deux niveaux marneux et plastiques :

a) Vers le milieu de l'épaisseur, le Lias supérieur qui s'amenuise, vers l'Est, pour disparaître sur le haut-fond de Gorniès ;

b) A la base, le Trias marno-gypsifère. Assez peu développé à l'affleurement, le long du rebord septentrional des plateaux (vallée de l'Arre et versant nord de la Montagne de la Sube), cette formation apparaît plus épaisse sur le versant méridional du Larzac, entre Arboras et le Pas de l'Escalette.

L'ensemble des matériaux mésozoïques est découpé, par une série d'accidents légèrement courbés et obliques à la gouttière des Causses, en une succession de gradins descendant vers l'Est.

A hauteur du haut-fond de Gorniès, entre sa couverture jurassique et son substratum hercynien, le Trias plastique a été traversé en sondage avec des épaisseurs réduites, inférieures semble-t-il à celles observées le long des affleurements septentrionaux.

Il a été observé avec :

130 m d'épaisseur au sondage de Navacelles ;
110 m d'épaisseur au sondage de Carteyral ;
139 m d'épaisseur au sondage de Gorniès.

Entre Madières et le confluent de l'Hérault et de la Vis, cette dernière rivière a encaissé sa gorge subséquente sur une zone de flexure où les assises jurassiques plongent rapidement vers l'Est. Cette inclinaison se manifeste malgré le développement, dans cette

direction, des séries liasiques, pratiquement inexistantes sur le haut-fond.

Cette flexure est, sans aucun doute, la manifestation superficielle du décalage vertical des masses profondes des socles qui supportent, d'une part, les Causses et, d'autre part, le bas-pays languedocien. La masse rocheuse de la Séranne se trouve donc située à la fois sur cette zone de flexure et d'accroissement d'épaisseur des marnes liasiques.

LE PAYS DE BUEGES

Morphologie.

A l'Est, une profonde dépression s'allonge au pied de la Séranne, entre Notre-Dame du Suc et Paigairolles-de-Buèges, au Sud-Ouest. Cette combe anticlinale (combe de Saint-Jen-de-Buèges modelée par l'affouillement des marnes du Lias et du Trias qui y sont développées, abrite la source vauclusienne de la Buèges. Elle ne trouve d'exutoire que dans la gorge épigénique que la Buèges a entaillée à travers le plateau voisin du Causse-de-la-Selle, ainsi que grâce à la clue pratiquée à travers l'arête calcaire de Caussounel par le ruisseau des Rives.

Vers le Sud-Ouest, la combe de Saint-Jean-de-Buèges se prolonge géographiquement au-delà de Paigairolles par une autre dépression également alignée sur l'accident de bordure orientale de la Séranne. Ce sillon, moins profondément creusé que le précédent, correspond à une combe monoclinale (combe de Font-de-Griffe) localisée au niveau des marnes et calcaires marneux de l'Argovo-Kimméridgien. L'arête calcaire et dolomitique de Notre-Dame-de-Belle-Grâce, dont la crête boisée domine Saint-Guilhem et le Causse de la Selle, se trouve ainsi séparée de la masse de la Séranne.

Le bord oriental de la combe de Saint-Jean-de-Buèges est constitué, vers le Sud, par l'extrémité de l'arête de Notre-Dame-de-Belle-Grâce, puis, entre Paigairolles et Saint-Jean par le bord du plateau du Causse de la Selle ; enfin, entre Saint-Jean et Notre-Dame-du-Suc, les calcaires de l'*écaille synclinale de Caussounel* (prolongement du fossé de Montoulieu) ferment cette dépression.

A hauteur de Saint-André-de-Buèges, les cours de la Buèges, et du ruisseau des Rives convergent dans une troisième dépression semi-circulaire, creusée, aux dépens du plateau du Causse de la Selle, dans l'enveloppe que les marnes du Lias supérieur dessinent autour du cœur du demi-dôme de Saint-André-de-Buèges.

Au-delà, le Causse de la Selle étend sa surface désolée couverte de maquis et modelée sur une architecture faillée, en touches de

piano orientées grossièrement Nord-Sud. Malgré l'inégale résistance des matériaux portés à l'affleurement, la table d'usure du plateau, postérieure à la mise en place structurale de plusieurs de ces panneaux, ne présente pas de relief résiduel marqué. L'Hérault le traverse dans sa plus grande longueur. La gorge épigénique, dans laquelle ce petit fleuve a encaissé de plus de 100 m son cours sinueux, scinde le plateau en deux parties quelque peu inégales. Des ravins généralement secs remontent, parfois, profondément et assez loin à l'intérieur du plateau. Ils drainent ou ont drainé vers l'Hérault quelques faibles produits de leur activité torrentielle.

Vers le Nord-Est, l'Est et le Sud-Est, tout ce domaine est ceinturé par une succession de hauteurs disposées en ligne courbe et dont la concavité est orientée vers l'Ouest. Ces reliefs : bois de Bouis, montagne de Labat, montagne de la Selette, bois de Fontanilles, bois de Berlude, bois de Monier, bois de Pous et mont de la Suque, sont constitués de Jurassique supérieur. L'enceinte, qu'ils dessinent autour du pays de Buèges, n'est autre que la couronne périanticlinale orientale de cette masse complexe et occupe une position symétrique à celle du versant oriental de la Séranne. Vers le Nord-Est, la carapace portlandienne s'allonge en doigt de gant pour former la voûte en « nez plongeant » du bois de Monier, affectée d'un petit effrondrement longitudinal médian. Ce petit fossé abrite un placage de Néocomien. Son prolongement vers Salle-de-Gour et Saint-Hippolyte a déjà été évoqué. La continuité de la côte Jurassique qui encercle ainsi le pays de Buèges, ne trouve de solution que :

a) Dans la double percée ménagée par l'Hérault au Nord et au Sud ;

b) Dans cette gorge obséquente (ravin des Arcs), que la rivière, dénommée le Lamalou, a creusé pour drainer, vers l'Hérault, les eaux du synclinal de Saint-Martin-de-Londres. Une vallée conséquente, sèche et sans tête naît aux abords de la ferme de Paillas perchée quelque 300 m au-dessus du cours actuel de l'Hérault. Elle déroule son lit caillouteux entre les montagnes du bois de Bouis et de la Selette, en direction de Viols-le-Fort. Cette vallée traverse ainsi orthogonalement l'extrémité méridionale pincée du synclinal de Saint-Martin-de-Londres, puis se poursuit, obséquente au flanc nord du pli de Viols-le-Fort.

Architecture.

Somme toute, le pays de Buèges se presente comme un vaste dôme allongé Nord-Est - Sud-Ouest, d'allure dissymétrique. Le tracé à peu près rectiligne de son flanc occidental est lié à celui de la faille nord-est - sud-est, qui l'étire et le long de laquelle il a suivi une

translation relative vers le bas. La voûte surbaissée, que dessinent les couches, est affectée d'effondrements en coin (*fossé de Merle et de Caussounel*) ou de replis d'amplitude variable. La pente raide, 40 à 50° par endroits, des flancs méso-jurassiques confère à cet ensemble une allure coffrée. Deux culminations s'individualisent de part et d'autre du coin de Caussounel. La plus orientale, celle de *Saint-André-de-Buèges*, offre une architecture bien ordonnée. Il n'en est pas de même de la culmination de *Saint-Jean-de-Buèges* parcourue de multiples accidents. R. Nikles décrit (1902), au cœur de cette boutonnière, une série de lames triasiques disposées en ecailles imbriquées dans les matériaux liasiques de leur couverture et déjetées vers le Nord-Ouest. Plus récemment, R. Gay (1934) a donné de ce secteur une image plus simple où apparaissant seulement deux « giclées » triasiques et une lame perçante d'Hettangien. L'affleurement de Trias le plus méridional se disposerait parallèlement au pied de la Séranne, peu au Nord de Paigairolles-de-Buèges, aux environs du hameau de Mejanel, à proximité de la source de la Buèges. L'autre serait recoupé par la route de Saint-André à Saint-Jean-de-Buèges, au lieu dit les Gypières. Gay a corrigé des faits d'ordre stratigraphique, dont la mauvaise interprétation (confusion locale entre marnes liasiques et marnes triasiques) avait conduit Nikles à exagérer le style imbriqué des affleurements. Il n'en demeure pas moins vrai que la deuxième édition de la feuille du Vigan donne une figure un peu trop simplifiée de l'architecture de la culmination de Saint-Jean-de-Buèges. Il est un vieux sondage, implanté non loin du mas de Prats, et dont Sarran a rapporté la coupe dans un bulletin de l'Industrie minérale. La relation des faits observés y est dénuée de toute interprétation tectonique. Elle témoigne, cependant, l'existence de superpositions anormales de faible amplitude.

Age de la tectogenèse.

Sur le versant oriental de l'anticlinorium de Buèges, se creuse la cuvette tertiaire de Saint-Martin-de-Londres. A la base des formations qui y sont incluses, se développent des marnes et des calcaires lacustres d'âge lutétien. Aucun apport détritique important ne paraît avoir accidenté la sédimentation qui leur a donné naissance. Du Nord-Est au Sud-Ouest, ce Lutétien repose, successivement, sans discordance angulaire appréciable, sur l'Hauterivien et le Valanginien, le Berriasien et le Portlandien. *Cette transgressivité permet de penser qu'avant ce Lutétien une surface d'érosion s'était développée aux dépens d'un dispositif faiblement penté vers le Nord-Est.* Ainsi, dès le Crétacé ou l'Eocène inférieur, s'était individualisée une flexure faible, à regard est. Les sédiments de l'Eocène supérieur, par le net accroissement du volume des épisode détritiques et des conglomérats qu'ils contiennent en direction du Sud-Est, indiquent la manifestation

de zones hautes dans cette direction, c'est-à-dire, vers le Saint-Loup et Viols-le-Fort. Il semble, par contre, qu'à cette époque, aucun relief ne se soit individualisé à l'emplacement du pays de Buèges. Celui-ci portait encore vers le Nord et le Nord-Est sa couverture néocomienne (fossé de Montoulieu).

A la fin de l'Eocène, la dalle jurassique du Bois de Bouis a dû s'incliner davantage, provoquant le relèvement de la marge ouest du bassin de Saint-Martin et son érosion. Les calcaires et marnes de l'Oligocène inférieur se montrent, en effet, transgressifs sur les calcaires lutétiens de cette bordure. Le développement du faciès des calcaires à *Potamides aporoschema,* au voisinage même de Saint-Martin-de-Londres, peut être causé par la proximité de la masse calcaire jurassique et lutétienne, sur laquelle reposent directement ces formations. On peut, aussi, invoquer, pour expliquer la moins grande abondance de sédiments marneux que dans la région méridionale (mas de Londres), une situation plus centrale dans le lac oligocène. Cette discordance entre Oligocène et Eocène supérieur est, également, très sensible sur la bordure méridionale du bassin, le long du front de la masse anticlinale Saint-Loup-Viols-le-Fort (Dreyfuss, Gottis, 5 mai 1947).

Comme pour le fossé de Montoulieu, l'épisode terminal du comblement oligocène du synclinal de Saint-Martin-de-Londres correspond à une formation conglomératique. Les éléments de ces poudingues assujettis par un ciment gréseux sont bien roulés, relativement calibrés et d'origine diverse. La présence de galets de quartz et de Phtanites dénote en même temps qu'un transport lointain en provenance du massif cévenol, l'établissement d'une pente régionale vers le Sud - Sud-Est à partir de ce massif. *C'est donc de l'Oligocène que date la première grande phase de l'orogenèse tertiaire du massif ancien.*

Hypothèse sur le mode de genèse structurale.

La relation de synchronisme entre cet exhaussement du bloc cévenol et l'individualisation du réseau de fracture qui court parallèlement à son bord oriental, conduit naturellement à admettre entre ces deux phénomènes une relation de cause à effet. Le plissement tardif de l'anticlinorium du pays de Buèges, sa direction toute particulière, parallèle à la limite du bloc Cévennes-Montagne Noire et au champ de fracture qu'elle détermine, évoquent, également, une idée de causalité entre les phénomènes qui ont affecté la zone méridionale du Massif Central et le plissement de cette portion de sa couverture. Il existe une coïncidence frappante d'âge, de direction, de causalité première, entre la formation du bourrelet transverse des Garrigues de Lussan et le développement de cette vaste loupe

anticlinale que constitue le complexe structural de Buèges. Il n'est pas question d'envisager le bourrage d'éléments crétacés, mais il est à la base de la série mésozoïque un élément particulièrement mobile : le Trias gypsifère dont on a vu le rôle prépondérant dans la tectogenèse de la région d'Alès. On ne possède malheureusement pas le secours d'images sismiques pour étayer une hypothèse précise sur le mode de plissement de l'anticlinal et sa géométrie profonde, entre autre terme, doit-on attribuer l'intumescence du pays de Buèges au moulage d'un panneau de socle sous-jacent ou au bourrage de matériaux triasiques ? Sans vouloir minimiser le jeu toujours possible d'un bloc paléozoïque, divers faits militent en faveur de la deuxième de ces hypothèses :

— La différence du style structural du pays de Buèges avec le moulage par la couverture secondaire du haut-fond de Gorniès ;

— L'extravasement du Trias dans la combe de Saint-Jean-de-Buèges ;

— Le dessin de la courbe décrite par la carapace de calcaire jurassique supérieur ;

— Le resserrement de l'extrémité méridionale du synclinal de Saint-Martin-de-Londres et son oblitération entre la masse de Buèges et celle de Viols-le-Fort ;

— Ainsi que de nombreux faits qui seront évoqués plus loin.

Le pays de Buèges correspondrait ainsi à une grosse boursouflure des éléments superficiels de la couverture, cette boursouflure serait provoquée par le rassemblement, en ces points, d'éléments mobiles du Trias, migrant entre socle et Lias, depuis les zones où il a révélé les moindres épaisseurs : sondages de Navacelles sur le Larzac et de Gorniès (vallée de la Vis). Cette déformation a entraîné un allongement de la surface supérieure du pli correspondant à la courbure de la voûte. La carapace calcaire paraît s'être accommodée de cet allongement par le développement des effondrements en coins signalés plus haut. Toutefois, la formation du fossé de Montoulieu comme l'individualisation du nez plongeant du bois de Monier, si elles procèdent du même mécanisme d'accommodation de la couverture, paraissent attribuables à une cause quelque peu différente et dont j'apporterai la preuve plus loin. C'est le léger glissement vers l'Est de la couverture entraînée par son substratum triasique.

L'évolution structurale et l'analyse morphologique.

Que paraît avoir été, depuis l'Oligocène, l'évolution structurale du pays de Buèges ? Malheureusement, aucun dépôt miocène ou pliocène bien daté n'existe sur les flancs de cet édifice et l'on en est réduit, après un grand saut dans le temps, à l'analyse des anomalies morphologiques intéressant une période relativement courte et récente pour tenter de percer ce problème.

Les phénomènes de la surimposition.

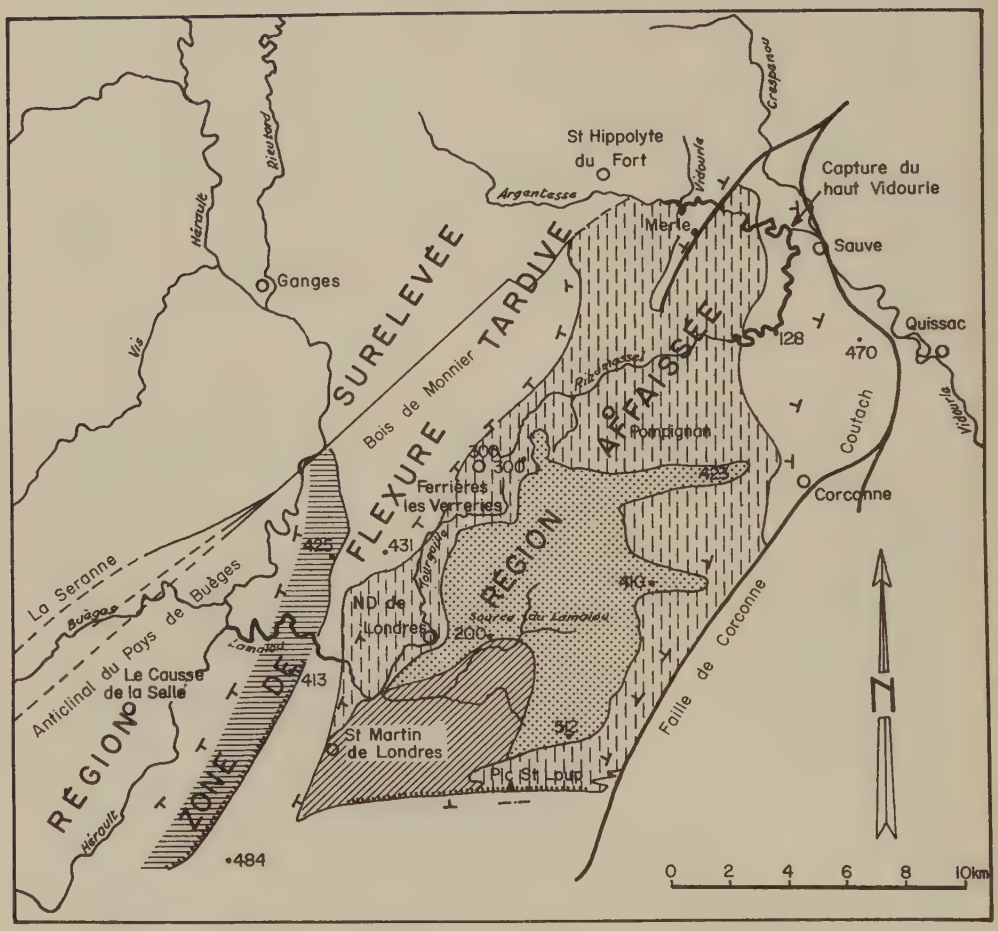
La nature calcaire de presque tous les sédiments portés à l'affleurement a permis la conservation (par développement de phénomènes de surimposition) d'un réseau hydrographique en quelque sorte fossile. L'établissement de ce réseau et des surfaces qui accompagnent les diverses phases de son creusement date d'une époque récente d'exhaussement. Il est fort probable que l'Hérault a d'abord emprunté une combe monoclinale marneuse, vraisemblablement la combe argovienne. Ses divagations à l'intérieur de cette dépression ont contribué à la formation de la surface composite du Causse de la Selle que l'on date généralement du Pliocène, sans autre argument, semble-t-il, que son altitude. La Buèges devait, également, couler dans ce paysage marneux partiellement recouvert de placages alluviaux.

Les phénomènes d'antécédence

Des diverses gorges encaissées dans le massif calcaire, la plus curieuse est celle qu'a creusée le Lamalou. La présence de méandres paraît interdire l'idée d'une capture récente par un ravin obséquent, développé à partir d'un niveau de base voisin de celui de l'Hérault actuel. Il semble, au contraire, que le Lamalou a encaissé sa gorge à partir d'un cours sénile au fur et à mesure que l'Hérault creusait la sienne. Or, la surface du Causse de la Selle est très légèrement supérieure à celle des couches les plus élevées du bassin de Saint-Martin-de-Londres que draine le Lamalou. L'écoulement ne peut, donc, s'être produit du bassin de Saint-Martin vers une vallée d'altitude plus élevée. A moins d'admettre qu'à l'époque où s'est précisé le tracé du Lamalou, les rapports d'altitude entre ces deux régions n'aient pas été les mêmes qu'aujourd'hui. On ne peut guère invoquer, pour rendre compte de cette surimposition, l'évidement par le drainage du Lamalou d'une épaisseur appréciable des matériaux crétacés qui recouvrent le Jurassique : ce Crétacé avait été, en grande partie, érodé avant le dépôt du Lutétien sur la lèvre occidentale du synclinal. D'autre part, cette rivière, née le long de l'axe du synclinal néocomien de l'Hortus Pompignan, se situe au point où les horizons imperméables du Tertiaire discordant et transgressif, recouvrent et ferment, vers l'aval de la gouttière, le biseau d'érosion de la roche magasin constituée par les calcaires bioclastiques du Valanginien supérieur. Les dispositions présentement observables du cadre géologique de la source du Lamalou doivent être demeurées identiques depuis l'époque où cette rivière errait à la surface de ce qui est aujourd'hui la cote jurassique de la montagne de la Suque. En effet, le cours du Lamalou à travers le bassin de Saint-Martin-de-Londres, depuis le ravin des Arcs jusqu'à sa source, montre les mêmes caractères de surimposition.

ÉLÉMENTS DE RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE EN BORDURE DU LARZAC

PHÉNOMÈNES D'ANTÉCÉDENCE



Tertiaire

Valanginien supérieur calcaire organogène

Valanginien inférieur marneux

Kimmeridgien marno-calcaire

Cours épigénique et cours antécédent

Contact anormal

Planche 11

Autrement dit, le drainage anormal du Lamalou vers la vallée de l'Hérault ne paraît pouvoir s'expliquer que par l'antécédence de son tracé par rapport à une subsidence tardive du synclinal de Saint-Martin et à la surrection relative d'un bourrelet anticlinal périphérique au pays de Buèges. Ce bourrelet (*bourrelet de Frouzet*) aurait provoqué le redressement et l'exhaussement de la cote périanticlinale à des altitude voisines de 400 à 500 mètres. Cette crête domine ainsi de près de 200 mètres le bassin du Haut-Lamalou.

Si la surface du Causse de la Selle est bien pliocène, il faut admettre que le bombement anticlinal avait acquis à cette époque une physionomie voisine de celle qu'il a aujourd'hui, avec sa voûte surbaissée, ses coins effondrés ou surélevés, rabotés au même niveau que le restant de la voûte. C'est peut-être du Pliocène inférieur ou du Miocène terminal, que date l'établissement du réseau hydrographique et, notamment, le cours obséquent du Lamalou à travers la côte périanticlinale du Jurassique supérieur.

Conclusions relatives a l'age des dernières manifestations tectogénétiques en bordure lu Larzac.

En somme, le plissement de la région de Buèges, débuté durant l'Oligocène, paraît s'être perpétué jusqu'à une époque relativement récente. Le très fort décalage altimétrique des surfaces d'aplanissement (Larzac, Causse de la Selle) réputées pliocènes, où l'Hérault et la Vis ont modelé leurs gorges, le fait que la source du Lamalou se trouve à une altitude inférieure à celle du Causse de la Selle, incitent à penser que la dernière phase de plissement du bord oriental du pays de Buèges et le décalage de ces surfaces sont liés au même phénomène vraisemblablement quaternaire de surrection du socle paléozoïque du Larzac.

Le demi-dôme de Quissac et le flanc monoclinal de Coutach-Pompignan.

ARCHITECTURE CASSANTE

Il est une autre région plus éloignée de la bordure du massif ancien, mais qui ne paraît devoir son architecture qu'aux effets de l'orogenèse cévenole. C'est le vaste entablement monoclinal néocomien et jurassique qui, depuis l'axe nord-est - sud-ouest du synclinal de Pompignan, se relève en direction de l'Est. Un grand accident, élément important du champ de fracture cévenol, prolonge vers le Sud la faille de Durfort. Cet accident, au tracé sinueux, est connu sous le nom de *faille de Corconne*, petite localité bâtie sur les deux lèvres

de la fracture. Depuis Durfort jusqu'au Saint-Loup, la faille de Corconne sectionne la masse monoclinale du Massif de Coutach et effondre profondément tout le pays situé plus à l'Est. Elle détermine, ainsi, un gradin de même ordre de grandeur que celui constitué par le plateau du Larzac. Entre Sauve et Corconne, cet accident décrit brusquement une demi-circonférence dont le rayon est voisin de 2,500 km. Cette courbe, dont la convexité est orientée vers l'Est, enveloppe la zone de culmination du massif de Coutach. Deux petites boutonnières de Bathonien apparaissent à Fontanges et Molle, à proximité de l'Hauterivien de la lèvre opposée de la faille. Le rejet théorique de celle-ci est voisin de 3.000 mètres. A proximité de la faille, les éléments de la couverture, côtes calcaires et talus marneux qui enveloppent la zone sommitale inscrite dans ce demi-cercle, décrivent des segments d'auréoles sécants à la courbe de l'accident et confèrent, ainsi, à cette zone l'allure d'un demi-dôme. Quelques lambeaux de Jurassique supérieur broyés et étirés le long de la faille entre Bathonien, Callovien et Néocomien, complètent la physionomie de cet élément structural.

Le miroir de la faille de Corconne, modelé sur la tranche des assises jurassiques, est dégagé sur une longue distance (sur une hauteur de un à deux mètres), par suite de la différence de résistance aux agents d'érosion que présentent les calcaires jurassiques et les assises plus marneuses du Crétacé inférieur. La pente de cette surface de faille est verticale ou dirigée vers l'Est dans le sens du panneau abaissé. A proximité de la culmination de Molle, un petit forage placé à proximité même de la faille dans le compartiment surélevé a vérifié son allure normale sur une tranche superficielle de 120 mètres.

A partir de Durfort, une branche de l'accident principal se détache vers l'Ouest selon un angle plan d'une dizaine de degrés ; de même sens mais de bien moindre rejet que la faille principale, cet accident découpe un petit gradin intermédiaire, il décrit un élément de courbe homothétique de celui de la faille de Corconne avant d'aller s'amortir dans les marnes néocomiennes entre Ceyrac et Pompignan.

Enfin, dans la branche méridionale de l'arc décrit par la faille de Corconne, se détache d'elle une fracture subméridienne (*faille de Fenouillet*) passant à environ 1 500 mètres à l'Est de Vacquières ; entre ces deux branches de la faille de Corconne, s'établit un panneau monoclinal à plongement Nord-Ouest.

LES GOUTTIERES TERTIAIRES DEVELOPPEES AU PIED DE LA FAILLE DE CORCONNE, LEUR SIGNIFICATION DANS L'HISTOIRE STRUCTURALE LOCALE

A l'Est de la faille de Vacquières, depuis les abords de Quissac, au Nord, jusqu'à proximité de Carnas, au Sud, se creuse un petit synclinal tertiaire, faiblement oblique à l'accident de Fenouillet, et connu sous le nom de *synclinal de Liouc-Brouzet*. Les matériaux contenus dans cette cuvette représentent, à peu près, le même assortiment stratigraphique que celui du synclinal de Saint-Martin-de-Londres, il offre la même figure de transgressivité vers l'Ouest - Nord-Ouest des assises oligocènes par rapport à l'Eocène, phénomène si net dans le fossé d'Alès. Le Lutétien est limité à l'extrémité Sud du synclinal. Un petit affleurement, localisé autour de Sauteyrargues, jalonne l'extension de cette formation vers l'Ouest, le long du pied oriental de la faille de Corconne, en direction d'une autre petite gouttière tertiaire, le *synclinal de Valflaunès*. Comme dans le synclinal de Saint-Martin-de-Londres, le Lutétien se montre transgressif vers le Sud-Ouest ; reposant, à hauteur de Valflaunès, sur l'Hauterivien, il arrive au contact du Valanginien à environ deux kilomètres au Sud - Sud-Est de cette localité. Ce point est situé sur le versant Nord de la cuesta périanticlinale de la *culmination de Sainte-Croix-de-Quintillargues,* le Lutétien est transgressé, à son tour, par les dépôts détritiques de l'Eocène supérieur. Cette disposition est analogue à celle observée sur le versant Sud du bassin de Saint-Martin-de-Londres. L'alignement géographique de ces deux phénomènes de transgressivité sur les flancs de deux grandes rides Est-Ouest permet de dater dans cette région la première manifestation de ce type de structure, encore faiblement caractérisée, au début de l'Eocène supérieur. Les figures de transgressivité, observées au Nord du synclinal de Valflaunès et au Sud de celui de Liouc-Brouzet, sont symétriques mais de sens contraire. Leur analogie permet de penser que les ondulations Est-Ouest de faible amplitude, qui affectent la structure monoclinale de Coutach, et en particulier celle qui confère à la culmination complexe de Quissac son allure en demi-dôme, sont d'âge lutétien supérieur ou datent de la base de l'Eocène supérieur. Le débordement de l'Oligocène inférieur en direction de l'Ouest - Nord-Ouest incite à admettre une succession de phénomènes.

a) Erosion partielle des édifices structuraux mis en place à l'Eocène supérieur.

b) Une inclinaison régionale, vers l'Ouest - Nord-Ouest, de la surface d'aplanissement réalisée.

c) Le dépôt de cet Oligocène sur le cadre mésozoïque de l'aire de sédimentation précédemment individualisée.

Le jeu majeur de la faille de Corconne et des accidents qui en dérivent doit s'être manifesté durant l'Oligocène supérieur ou le Miocène, provoquant, au bord de l'aire affaissée, la formation de crochons synclinaux qui affectent indifféremment Crétacé ou Oligocène.

RESULTATS DU SONDAGE QUISSAC-I

Un sondage profond (2 000 mètres) a été foré environ 300 mètres à l'Ouest de la *culmination de Molle*. Débuté dans les marnes calloviennes du talus supportant la dalle calcaire du *Puech Camp,* cet ouvrage a recoupé successivement le Callovien inférieur, le Dogger, le Lias marneux, le Lias calcaire. Vers 1 250 mètres, alors que la sonde avançait dans les horizons dolomitiques de la base du Lias, une faille inverse ramenait au-dessous des horizons précités pratiquement tout le Lias inférieur. D'importantes venues d'eau salée ont été constatées. Ce fait paraît confirmer une idée émise en 1946 par D. Schneegans. Ce dernier pensait, en effet, que, malgré le calme apparent des affleurements mésozoïques, la courbure de la faille de Corconne indiquait un chevauchement en profondeur de la masse occidentale exhaussée, sur la zone orientale affaissée. Ce phénomène de chevauchement de faible amplitude, vers l'Est, du dôme de Quissac s'inscrit dans le cadre des faits déjà évoqués au sujet du synclinal de Ganges et du pays de Buèges. Il suggère, outre la migration du Trias vers l'Est à partir des zones hautes du massif cévenol, une légère translation de la couverture surincombante.

Conclusions à l'étude de la bordure sud-orientale des Cévennes.

A la lumière des faits connus dans la région d'Alès, il ne paraît pas interdit d'attribuer aux mouvements du Trias et de sa couverture :

a) La compression basale du massif du Thaurac ;

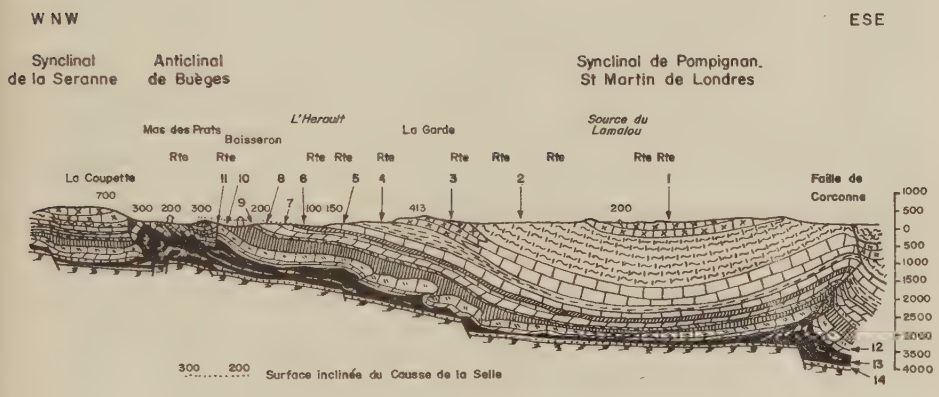
b) La déchirure du fossé de Montoulieu ;

c) La subsidence du synclinal de Saint-Martin-de-Londres ;

d) L'intumescence, enfin, du dôme de Quissac.

Cette surélévation tardive du massif de Coutach est vraisemblablement responsable de la surimposition d'un cours d'eau fossile qui contournait le synclinal perché de Ceyrac et groupait des éléments de gorges du Vidourle et du Rieumassel. La capture, peut-être

COUPE TRANSVERSALE A L'ANTICLINAL DE BUÈGES ET AU CAUSSE DE POMPIGNAN



1 : calcaire miroitant du Valanginien supérieur. 2 : marno-calcaire du Valanginien inférieur. 3 : calcaire organogène du Jurassique terminal. 4 : marno-calcaire du Kimméridgien inférieur. 5 : calcaire rauracien. 6 : marne de l'Argovien. 7 : calcaire callovien. 8 : dolomie bathonienne. 9 : calcaire siliceux du Bajocien. 10 : marne du Lias. 11 : calcaire siliceux du Lotharingien-Pliensbachien. 12 : dolomie de l'Hettangien. 13 : Trias supérieur et Rhétien. 14 : Trias inférieur grèso-argileux. Échelle des longueurs = échelle des hauteurs.

Planche 12

pliocène de ce cours par un affluent du Prespengu aurait provoqué l'inversion des pentes de part et d'autre du point de capture, individualisant ainsi Vidourle et Rieumassel. La vitesse de montée du massif de Coutach étant supérieure à celle du creusement de ces rivières, le Vidourle a profité de la nature calcaire de sa gorge pour rectifier le profil de son cours, en empruntant un trajet souterrain. Le caractère normal de la faille de Corconne en surface et la nature des rapports des éléments superficiels de la couverture au contact de la zone surélevée (chevauchante), pose un problème au sujet duquel des observations, effectuées dans la région située à l'Est de la faille de Corconne, permettent de proposer des éléments de réponse. Ces faits seront analysés dans le chapitre II (Le Pays Néocomien à l'Est - Sud-Est de la faille de Corconne : interprétation structurale des coupes de sondage).

Si l'on jette un coup d'œil sur une carte à l'échelle suffisamment petite pour que le regard puisse embrasser toute la région s'étendant des Causses à Quissac, on ne manque pas d'être frappé par l'analogie qu'offre la géométrie des assises secondaires avec les figures de ruptures affectant un élément solide disloqué par un substratum en train de s'écouler. Cette convexité des accidents vers l'Est ressemble, à bien des égards, à celle décrite par l'avancement d'une tranche de glace vers l'aval du glacier. Ne pourrait-on voir là le témoignage d'une tentative d'écoulement de la couverture secondaire depuis le chenal surélevé des Causses vers les zones orientales en voie d'affaissement ?

CHAPITRE III

BORDURE ORIENTALE DE LA MONTAGNE NOIRE

SOMMAIRE

La zone de bordure du Massif Central entre Arboras et Peret.

I. — **La limite orientale du pays permien de Lodève.**

II. — **La limite méridionale du pays permien : le fossé de Bédarieux.**

LES ENVIRONS DE CLERMONT-L'HÉRAULT.
LES ENVIRONS DE BÉDARIEUX.
CONCLUSIONS.

Les lambeaux secondaires de Neffiès, Gabian, Malagas.

I. — **Le Trias et sa tectonique.**

LA SUCCESSION LITHOLOGIQUE.
LE PROBLÈME DES DOLOMIES SUPÉRIEURES (redoublement ou récurrence).
PALÉOGÉOGRAPHIE.
TECTONIQUE.

II. — **Les lambeaux jurassiques, leur interprétation.**

HISTORIQUE.
DISCUSSION ET HYPOTHÈSE GÉNÉTIQUE.

La zone de bordure du Massif Central entre Arboras et Peret.

LA LIMITE ORIENTALE DU PAYS PERMIEN DE LODEVE

A hauteur de Puechabond, la carapace périanticlinale jurassique superieur du pays de Buèges se dégage du chevauchement de Viols-le-Fort. Elle se montre affectée d'un fort pendage sud et épouse une direction Est-Ouest. Très étirée au point où la gorge de l'Hérault la franchit, en aval de Saint-Guilhem-le-Désert (*faille de la Clamouse*), elle développe à nouveau ses affleurements au Nord de Montpeyroux. Immédiatement à l'Ouest d'Arboras, cette barre calcaire Est-Ouest est sectionnée par le prolongement méridional de la fracture courant au pied oriental de la Séranne (*faille de Font-de-Griffe, Arboras*). Dans l'entrebaillement de la faille, « gicle » un copeau de Lias supérieur et moyen. Depuis Font-de-Griffe, les dispositions contraires des deux lèvres de cette faille (relèvement méridional du synclinal de la Séranne au-dessus du Lodevois et ennoyage vers le Sud du pays de Buèges) en ont changé le sens du rejet. Au point où s'élimine la loupe de glissement du pays de Buèges, cet accident apparaît avec sa vraie physionomie de fracture à regard est. Ainsi, à l'Ouest d'Arboras, la prolongation méridionale de la Séranne a-t-elle perdu son caractère synclinal pour ne conserver que l'allure flexurée et monoclinale à pendage Est de son flanc occidental. Au-dessus du Permien rouge du Lodevois, un haut talus triasique, dominant Usclas et Saint-Jean-de-la-Blaquière, enchasse d'énormes blocs, disjoints de sa carapace jurassique, et dérivant vers la vallée de l'Agaret (Puech-Rousson, Roc des Vierges). Au Sud de la vallée de Lagamas, la convergence des deux accidents de bordure est et ouest de la Séranne provoque l'étirement de la masse jurassique et triasique en une étroite côte dirigée Nord-Est - Sud-Ouest et dont la pente variable, selon les éléments considérés, évolue de 20 à 50°. Cet élément structural est connu sous le nom de *flexure de Rabieux,* petite agglomération située en bordure de la Lergue, au point où cette rivière traverse en clue l'extrémité méridionale de ce petit relief. Sur le revers est de cette côte, le crochon à matériaux d'âge jurassique supérieur, formant la lèvre orientale de la faille du Font-de-Griffe Arboras, est transgressé, au Sud de Saint-Saturnin, par les dépôts récents. Sur la face Ouest de ce relief au contraire, la semelle triasique se montre, à son intersection topographique avec la faille ouest de Séranne, complètement laminée.

LA LIMITE MERIDIONALE DU PAYS PERMIEN : LE FOSSE DE BEDARIEUX

Au Sud de la vallée de la Lergue, la bordure du pays permien décrit un arc de cercle à convexité orientée vers le Sud-Est. Les deux accidents (ou leurs relais), qui encadraient la flexure de Rabieux, suivent cette inflexion. Peu à l'Ouest de Lacoste, la faille orientale amène les calcaires dolomitiques hettangiens, à débit parallélipipédique, qui forment sa lèvre ouest, au contact de formations argilo-détritiques et calcaires. Ces assises, attribuées à l'Eocène inférieur et moyen, sont développées sur le panneau oriental délimité par cet accident. Les rapports de ces formations éocènes avec le mésozoïque sont assez délicats à déterminer. Partiellement couverts d'alluvions, ils paraissent envelopper la terminaison périsynclinale du fossé de Bédarieux. Vers l'Est - Sud-Est, en effet, à l'aval de la flexure de Rabieux, les couches jurassiques exhumées de leur recouvrement néogène dessinent un brutal fond de bateau permettant le développement du *synclinal complexe de Mourèze*, de direction Nord 60 - Est. Les assises de base du flanc sud-est de ce synclinal buttent, en se plissotant, par l'intermédiaire d'une longue déchirure est-ouest (faille des Aires), contre le Paléozoïque des monts de Cabrières. Au Nord du synclinal de Mourèze, l'atténuation de la faille occidentale de la Séranne ou de ses relais se traduit par le développement, sur le bord du pays lodevois, du *synclinal perché de Saint-Jean-d'Aureillan*. Sa longue crête, formée de Jurassique supérieur, culmine à 535 mètres. Sur les pentes nord-ouest de ce relief, R. Plegat a mis en évidence une série disharmonique, développée au toit du Keuper, entre les assises de l'Infralias plissotées et le Trias inférieur subtabulaire.

LES ENVIRONS DE CLERMONT-L'HERAULT

Au Sud-Est de ce domaine, s'étend une aire vaguement triangulaire, inscrite dans la ligne brisée Mourèze - Lacoste - Clermont-l'Hérault - Péret - Mourèze. Cette surface est couverte de terrains en majorité triasiques et liasiques. Les routes de Clermont à Lodève et de Clermont à Bédarieux empruntent, entre Lacoste et Villeneuvette, une dépression dirigée Nord-Est - Sud-Ouest, longue de 4 à 5 kilomètres, large de 1 kilomètre et emplie d'alluvions. Dans cette dépression quelques paquets de Lutétien émergent, ça et là, au milieu des alluvions et se trouvent localement en contact avec des affleurements de marnes triasiques ou de Lias bréchique. Au Nord de Lieuran, entre la vallée de la Dourbie et Clermont-l'Hérault, cette dépression est séparée de la vallée de l'Hérault par une masse plus ou moins ovalaire de collines liasiques, au relief peu accusé et subtabulaire. Vers le Sud-Ouest, entre Péret et Mourèze, les formations de

base du Trias viennent s'appuyer sur les matériaux paléozoïques, tandis qu'elles disparaissent à l'Est sous les alluvions et les dépôts néogènes qui emplissent la vallée de l'Hérault.

La complexité structurale de ce petit secteur a depuis longtemps attiré l'attention des géologues ; R. Nikles (1898-1899) a décrit l'empilement de plusieurs écailles qu'il considérait comme partie d'une grande unité chevauchante, venue butter contre le môle « Montagne-Noire -Causse ». Celle-ci s'inscrivait dans la figure générale des unités frontales alpines alors décrites dans la région d'Alès. Parmi les géologues qui depuis ont eu l'occasion d'étudier ce petit secteur R. et L. Duplan (rapports inédits à S.N.P.L.M. 1946), R. Plegat (1952), B. Gèze (1956) n'ont pas contredit l'existence de superpositions et recouvrements anormaux, excepté pour les affleurements liasiques entre Lieuran et Péret. L. et R. Duplan ont, toutefois, contesté l'existence d'écailles tournées vers l'Ouest dans les collines qui s'étendent entre Péret et Clermont-l'Hérault. Ils ont par contre admis la présence de tels phénomènes tangentiels à petite échelle dans la dépression de N.-D.-du-Peyrou.

Les faits observés sur la bordure cévenole plus Nord-Est, ainsi que sur toute la région montpelliéraine, la connaissance paléostructurale des bordures plus occidentales de la Montagne Noire, m'ont amener dès 1952 à admettre, pour expliquer ces faits, l'existence d'une tectogenèse analogue à celle mise en évidence sur la bordure cévenole.

R. Plegat a admis un décollement local des séries liasiques au niveau de leur substratum marnogypsifère du Trias supérieur. Il y aurait eu translation, vers le Nord-Est, des séries écaillées développées entre la Dourbie et Clermont. Le basculement de l'extrémité orientale de la Montagne Noire serait responsable de ce décollement. Les buttes liasiques émergeant au sein de la dépression de Villeneuvette et notamment la colline de Cervières ne représenteraient pour cet auteur que les témoins respectés par l'érosion d'une série plissotée et déversée vers l'Est. D'après Plegat, la configuration structurale des collines entre Nebian et Clermont montre un étirement des matériaux sur le flanc nord-ouest, l'écaillement et le redoublement de la série sur le versant est. Récemment, B. Gèze a fait part de sa communauté de vues avec les idées exposées par Plegat et moi-même et qu'il a retirées de travaux personnels inédits, effectués antérieurement à 1952.

Malgré cette commune conclusion quant à l'existence de contacts anormaux et de recouvrements élémentaires aux environs de Clermont-l'Hérault, les documents cartographiques et les coupes interprétées par les divers auteurs font apparaître de profondes divergences de vue sur la position de ces mouvements et la géométrie générale des couches secondaires. Le déversement des plis ou

éléments de plis reconstitués y est dessiné en sens inverse pour les mêmes unités selon les cas.

Les caractères qui se dégagent de l'étude de ce secteur sont l'extrême complexité de la structure et l'état de démantèlement très poussé des séries envisagées ; si bien que le détail de l'analyse structurale ne fournit que peu d'éléments valables pour la reconstitution tectonique. Le style des quelques éléments, qui se prêtent à une telle étude, ne permet pas, en raison de l'état fragmentaire des faits observés, de se faire une idée sur le *sens des mouvements* relatifs qui sont à l'origine du plissement.

La détermination de *l'époque du plissement* n'est guère plus aisée. L'intégration, par des formations lutétiennes, de motifs structuraux à matériaux mésozoïques, implique l'âge postéocène moyen de la tectogenèse. La transgression miocène sur une surface, sécante aux débris de cette tectonique, *limite à l'Eocène supérieur et à l'Oligocène, la période des mouvements générateurs.*

LE FOSSE DE BEDARIEUX.

Plus à l'Ouest, A.-F. de Lapparent et P. Vincent ont montré que dans la région de Bédarieux-Carlencas, une partie des formations détritiques, attribuées au Pliocène, devait, en réalité, être considérée comme datant de l'Eocène inférieur. La succession lithologique de l'Eocène y est, d'ailleurs, identique à celle des affleurements développés aux abords de Clermont-l'Hérault : marnes rutilantes, à la base, calcaires blancs à planorbes et calcaires marnogréseux au sommet. Ici, les relations stratigraphiques du Tertiaire et du Secondaire sont particulièrement nettes : les marnes rutilantes reposent sur les calcaires et dolomies du Jurassique supérieur. En bordure méridionale du fossé de Bédarieux, *la faille des Aires,* prolongement, à l'Est du Saint-Ponais, de la *faille de Mazamet* amène Jurassique et Tertiaire au contact du Paléozoïque. P. Vincent (1953) a souligné le caractère inverse de cet accident dans la zone s'étendant du Pic de Tantajo à Taussac. Cet auteur a, notamment, décrit entre la Braunhe et Taussac, le développement d'un véritable chevauchement du Paléozoïque sur le Tertiaire. L'amplitude exacte de ce chevauchement ne nous est pas connue ; l'érosion préquaternaire n'en a laissé subsister que la frange proximale, découpée sur plus de 800 mètres de largeur par le ravins affluents de la Vebre, de la Boyne, de la Peyne ou de la Tongue. A l'Est de la coulée basaltique de Carlencas, il n'y a plus, en prolongement de cette zone, que des accidents apparemment verticaux. Divers caractères de la faille des Aires incitent à attribuer au jeu apparent de cet accident un âge Pyrénéen : sa direction, le sens de son déversement, son assimilation à la bordure septentrionale du grand pli de fond de style pyrénéen qu'est l'enveloppe géométrique du flanc sud de la Montagne Noire.

Par assimilation, on pourrait considérer les complications tectoniques de la région de Clermont-l'Hérault comme liées aux mêmes phénomènes orogéniques. C'est à cette conception que se sont ralliés la plupart des géologues qui ont étudié cette région. A.-F. de Lapparent et P. Vincent ont signalé, toutefois, la présence de volumineux éléments de matériaux paléozoïques ainsi que quelques *Orthoceras*, remaniés, dans l'Eocène inférieur du fossé de Bédarieux. Il est donc hors de doute que *l'effondrement du fossé le long de la faille des aires et le décapage des séries secondaires puis primaires de la lèvre méridionale de cette faille, étaient réalisés dès l'Eocène inférieur.* Au sommet de son dépôt, l'Eocène a dû recouvrir, en transgression vers le Sud, tous les termes du Jurassique et finalement le Paléozoïque. Très vraisemblablement, la faille des Aires a dû former crête entre Bédarieux et Carlencas et a limité, vers le Sud, le lac éocène. Vers l'Est, sur les marges de l'extrémité périanticlinale du domaine paléozoïque, à proximité de Clermont-l'Hérault, les matériaux secondaires paraissent avoir été érodés en larges auréoles autour du massif paléozoïque. La dépression, développée aux dépens des marnes triasiques, a été le siège de dépôts éocènes signalés plus haut. Ceux-ci se trouvent, aujourd'hui, dispersés au contact du Lias, du Keuper, du Trias inférieur et du Paléozoïque. Il est curieux de constater que, dans ce petit secteur, l'Eocène soit pratiquement absent au-dessus du Jurassique et notamment, à l'extrémité orientale du fossé de Mourèze. On est, ainsi, amené à se demander quelle est la nature des contacts entre l'Eocène et les éléments jurassiques ou même triasiques auxquels il est localement juxtaposé. R. Plegat a admis que la plupart des contacts anormaux, intéressant le Jurassique des collines de Camplong, étaient verticaux. Vers l'Est, cependant, pour cet auteur, la géométrie des affleurements, aux abords de la butte supportant les ruines du vieux château de Clermont-l'Hérault suggérait le recouvrement local de l'Eocène par les éléments triasiques et infraliasiques disposés en anticlinal et constituant la colline.

CONCLUSIONS.

Il est tentant d'étendre cette hypothèse, que seul un sondage pourrait vérifier, à l'ensemble de la région de Clermont-l'Hérault. Plusieurs faits militent dans ce sens :

a) Le sens de déversement vers l'Est que R. Plegat a mis en évidence dans son analyse structurale détaillée ;

b) Le serrage et le plissotement des formations secondaires à la limite méridionale du fossé de Bédarieux ;

c) La courbure à convexité sud-est du système de failles qui accidente ce domaine ;

d) L'absence de cohésion des formations affleurant dans le « couloir » de Villeneuvette-Saint-Sixte ;

e) L'allure particulière des rapports de l'Eocène et de son substratum.

Ces faits incitent à admettre que *la disposition actuelle des affleurements résulte d'un déplacement vers le Sud-Est de l'ensemble de la couverture ; ce déplacement se serait produit par reptation généralement faible et d'inégale valeur pour les différentes unités de l'édifice tectonique.* Il est évident que durant l'Eocène, le Paléozoïque du versant méridional de la Montagne Noire a constitué une zone haute, soumise à l'érosion, et enveloppée vers le Nord d'une puissante auréole de terrains mésozoïques. Au moment du basculement régional qui s'est manifesté, à l'Oligocène, vers le Sud, la masse des terrains secondaires localisés au Nord de cette zone érodée s'est trouvée subitement soulevée ; sa semelle triasique argilogypsifère aidant, celle-ci a glissé vers la zone dénudée. Au Sud-Ouest, l'arête de la faille des Aires a dû former buttoir, le Jurassique s'est écrasé et s'est plissoté contre le Paléozoïque dont la falaise a « fauché » en le recouvrant. Vers l'Est, à l'extrémité du voussoir primaire, la couverture, au cours d'une translation plus longue, s'est morcelée en paquets. Les plus avancés de ceux-ci se sont écoulés par dessus la combe liasique tapissée d'Eocène, et se sont séparés de la masse dont ils étaient issus. Ils ont provoqué ainsi l'ouverture tectonique de la fenêtre Villeneuvette-Saint-Sixte ne laissant de leur passage qu'un semis de paquets liasiques, broyés et disposés sans ordre dans le Trias. Continuant leur progression, ces sédiments sont allés s'empiler en plis couchés jusqu'à la limite aval de la flexure de bordure du bloc Cévennes-Montagne Noire.

Cette reconstitution des événements, est certes, très hypothétique. Elle a, cependant, l'avantage de permettre à une somme d'observations et d'anomalies disparates d'intégrer un phénomène général, dans le cadre duquel les complications structurales observées, trouvent une explication et une place plus harmonieuse.

Les lambeaux secondaires de Neffiès, Gabian, Malagas.

Au Sud-Ouest des dispositions tectoniques, auxquelles ces quelques lignes ont été consacrées, le massif paléozoïque de la Montagne Noire est, entre Péret et Neffiès, directement transgressé par le Néogène. A hauteur de Neffiès, l'érosion quaternaire a exhumé de son manteau mio-pliocène, une étroite frange de sédiments mésozoïques, formant la couverture normale du massif ancien. Ces affleurements d'assises secondaires se développent sur une dizaine de kilomètres jusque, sensiblement, au méridien de Malagas. Ces « lambeaux de

Gabian Fouzilhon » ont fait l'objet de nombreuses études et la littérature géologique et pétrolière leur a accordé une large place. R. Nikles (1909), C. Roquefort (1924), L. Barrabe et P. Viennot (1924-34), Blayac (1927), Barrabe et Schneegans (1935), M. Orgeval (inédit), R. Naif (inédit), R. et L. Duplan (inédit), M. Mainguy (inédit), R. Dudan (inédit) se sont tour à tour appliqués à étudier la stratigraphie et la tectonique de ce difficile secteur.

Au premier coup d'œil, ce fragment de bordure jurassique paraît doté d'une géométrie assez simple : monoclinale ou isoclinale vers le Sud. La majeure partie des affleurements est constituée par le Trias qui s'appuie, normalement, au Nord, sur le Permien de Gabian ou le Dévonien du Causse de Falgairas. Vers le Sud, quelques îlots liasiques ou jurassiques moyens sont dispersés, en masses d'inégale valeur, au contact ou à proximité des terrains récents.

LE TRIAS ET SA TECTONIQUE.

La succession lithologique.

La coupe naturelle offerte par la vallée de la Tongue, de part et d'autre de Gabian, intéresse une fraction importante des assises triasiques. Son analyse a fourni les éléments de l'interprétation stratigraphique de tout le secteur environnant. Elle a été maintes fois décrite par les auteurs précités, aussi n'en rappellerais-je ici que les très grandes lignes :

— Le *Saxonien* est représenté par des schistes rouges ou lie de vin peu épais affleurant dans le lit de la rivière en amont de Gabian.

— Le *Grès bigarré* offre un faciès grossièrement détritique, à sa base, avec des brèches et poudingues polygéniques à éléments siliceux. La majeure partie de cette formation, puissante d'une trentaine de mètres, est constituée d'alternances de tels horizons détritiques et de schistes micacés ou gréseux, de teinte bariolée et partiellement dolomitiques.

— Le *Muschelkalk*, épais de 60 à 80 mètres, correspond à un complexe marno-dolomitique plus ou moins gréseux à passées marnoligniteuses. *Myophoria vulgaris* et *Myophoria goldfussi* y ont été cités. Cette formation admet, dans sa partie supérieure, une intercalation de brèches et conglomérats siliceux à ciment dolomitique. Ceux-ci sont quelquefois nommés « poudingue fleuri de Gabian » à cause de la variété des couleurs des éléments qui y sont inclus et de la teinte roussâtre de leur ciment. Des grès dolomitiques et des dolomies en gros bancs terminent le Trias moyen.

— Le *Keuper* essentiellement marnogypsifère affleure immédiatement à l'aval de Gabian, partiellement recouvert par les atterrisse-

ments récents. La succession de ces assises est interrompue par une faille nord-est - sud-ouest, légèrement oblique à la direction de la rivière. Celle-ci provoque sur sa lèvre méridionale relevée, un affleurement du Permien inférieur. Ce panneau permien supporte, en amont du pont de la route de Roujan, une nouvelle succession triasique quelque peu réduite en épaisseur. Vers l'aval de Keuper se montre transgressé par le Miocène discordant. L'analyse stratigraphique du Keuper n'est donc pas possible le long des berges de la Tongue. De part et d'autre de la vallée, les assises détritiques du Grès bigarré diminuent de puissance notamment en direction de Neffiès où elles ne présentent plus guère qu'une dizaine de mètres d'épaisseur.

Le problème des dolomies supérieures (redoublement ou récurrence).

Le Muschelkalk forme, au-dessus du Grès bigarré, une bande presque continue et de caractère à peu près constant, peut-être, légèrement plus marneuse à l'Ouest (Magalas). Cette bande est dite de couverture autochtone de la Montagne Noire. On observe en effet, plus au Sud et de chaque côté de la vallée de la Tongue, au sein des affleurements des marnes du Keuper, une formation dont les caractères pétrographiques rappellent ceux du Muschelkalk. La puissance (20 à 25 m) de celle-ci n'atteint guère que le tiers de celle offerte par le Muschelkalk affleurant le long de la Tongue et ne présente jamais de brèche. Cette assise affleure notamment au Nord de la colline liasique de Bastard. Elle traverse la vallée de la Tongue au quartier d'Embals (l'un de ses replis de faible amplitude qui recoupe la rivière est connu sous le nom « *d'anticlinal de la Tongue* »), se développe largement vers l'Est, aux abords de l'abbaye de Cassan, forme l'entablement des Tourrettes et disparaît avant d'atteindre la vallée de la Peyne, au Nord-Est de Roujan.

P. Viennot (1928) avait attribué ces affleurements à une intercalation plus ou moins lenticulaire dans le Keuper et offrant une récurrence du faciès Muschelkalk.

Plus tard, Barrabe et Schneegans (1935), malgré quelques prudentes réserves et, s'appuyant sur les anomalies mises en évidence par les forages exécutés pour la recherche du pétrole, opinèrent finalement pour une interprétation dans laquelle ces affleurements représentaient une vaste et complexe écaille de Muschelkalk chevauchant la couverture autochtone de la Montagne Noire. Ces faits paraissaient s'inscrire dans le cadre architectural pyrénéen connu dans les régions plus occidentales et décrit avec un bonheur inégal dans les zones plus orientales. C'est, également, le style en écaille chevauchante vers le Nord-Est, que ces auteurs ont attribué au

panneau permien du ravin de Couquerelle, celui-ci est limité, au Nord, par la faille précédemment mentionnée dans la coupe de la Tongue, en amont du pont de la route de Roujan. Malgré quelques inversions de son plan, peut-être dues à la nature contrastée des assises qui forment ses deux lèvres, cette faille paraît très redressée et ne semble pas correspondre à une surface de chevauchement. Vers le Nord-Est, elle se poursuivrait, au-delà de l'épanchement basaltique de Saint-Hilaire, par un accident de même nature et de même sens, qui porte au contact le Muschelkalk développé, vers l'Ouest, au tènement de Lene, et les porphyrites paléozoïques des collines de Gengibre, à l'Est.

Au cours des années 1943 et 1944, M. Orgeval, R. Naif et P. Jullian, devant certaines incohérences de l'hypothèse tectonique développée ci-dessus, admirent que l'existence de récurrences stratigraphiques, émise par Viennot, paraissait dans certains cas plus satisfaisante. Mainguy (1947) considère ces récurrences comme un fait acquis et précise le caractère normal de la faille limitant l'écaille du pont de la route de Roujan : la pente est de 55° ouest. Mainguy signale également l'existence d'une faille inverse, à regard sud, rencontrée au sondage G. 1 cette faille amène le Keuper à reposer sur la bordure nord du chenal miocène de Pouzolles.

Dudan (1950) a relevé avec grand soin tout le secteur de Gabian, il déduit de ses observations que la très grande majorité des dolomies gréseuses attribuées aux écailles de Muschelkalk sont bien des intercalations lenticulaires dans le Keuper. Le schéma structural donné par cet auteur, ne fait, pratiquement, pas état de tectonique tangentielle, mais d'un compartimentage très serré des assises secondaires.

Le bien fondé de cette manière de voir ne paraît pas contestable.

Une série type du Keuper de la région de Gabian comprendrait ainsi la succession des termes suivants, de haut en bas :

a) Alternance de dolomies gréseuses jaunâtres, de dolomies en plaquettes, de dolomies bréchiques et de marnes schisteuses et micacées de teinte rose, lie de vin ou violacée : 5 à 10 m.

b) Marnes bariolées présentant des assises de gypse sacharroïde, opaque dont la teinte varie du blanc au rose : 50 à 60 m.

c) Dolomies gréseuses et grès fins : 30 m.

d) Marnes bariolées avec gypse et sel gemme (sondage 44). Cet horizon doit être le principal niveau de décollement à l'intérieur des marnes plastiques du Keuper : 100 m.

e) Marnes gréseuses et marnes argileuses grises où s'intercalent quelques bancs de dolomie : 50 m.

f) Marnes bariolées à gypse : 30 à 50 m.
Soit une épaisseur égale ou supérieure à 300 mètres.

Paléogéographie.

Indépendamment de cette acception des termes du Keuper, il faut encore admettre, comme l'on déjà signalé Barrabe et Schneegans, p. 861-62, une *rapide variation de puissance et de faciès du Muschelkalk*. Celui-ci atteint une épaisseur voisine de 70 mètres dans la vallée de la Tongue et n'excède pas 20 à 30 mètres de part et d'autre de cette vallée ainsi que, plus au Sud, dans la région des sondages. Ce phénomène, paraissant surprenant, n'est peut-être pas sans relation avec la paléogéographie de la zone continentale toute proche que constituait la Montagne Noire. La dissection, en ce point, par l'érosion prépermienne et prétriasique, de l'entablement, formé par l'écaille dévonienne de Laurens-Falgairas, ne permettrait-elle pas, en effet, de situer l'embouchure d'un ancien cours d'eau dont les atterrissements auraient provoqué l'accumulation anormale de sédiments, mise en évidence par la coupe de la Tongue ?

Tectonique.

Il n'est pas déraisonnable de penser que les assises triasiques et permiennes du petit secteur de Gabian n'ont pas été sensiblement intéressées par la tectogenèse pyrénéenne, aux effets tangentiels si apparents dans la région voisine de Saint-Chinian. L'individualisation précoce, prééocène, d'une zone haute correspondant à l'extrémité est de la Montagne Noire, déjà mentionnée à propos de la faille des Aires, permet de penser que le vaste glacis édifié sur son flanc sud, se trouvait au moment du diastrophisme pyrénéen dans des conditions structurales peu favorables au développement, des forces tectogénétiques.

Seules des modifications plus tardives, correspondant localement à des déplacements en sens inverse de ceux qu'aurait produits cette orogenèse, sont attestées par les observations effectuées au sondage G. 1 et la présence, dans le Miocène, de pendages importants atteignant 70°. Ces pendanges ont été signalés par P. Jullian et R. Naif dans toute la zone des formations mésozoïques et tertiaires entre Neffiès et Magalas.

LES LAMBEAUX JURASSIQUES, LEUR INTERPRETATION

Historique.

La masse monoclinale des sédiments triasiques supporte une série de lambeaux jurassiques. Ces terrains, étudiés de façon très minutieuse par C. Roquefort, s'étagent du Rhétien au Bathonien.

Barrabe et Schneegans ont publié de ce secteur une carte géologique à grande échelle à laquelle les observations ultérieures n'ont apporté que de faibles retouches, quant au tracé des contours du Jurassique, la simple lecture de ce document fait apparaître l'absence de plan architectural des matériaux. La disposition anarchique, cahotique même, des débris de ce que dût être la côte jurassique ceinturant la combe keupérienne de bordure de la Montagne Noire, n'a échappé à aucun des auteurs qui, depuis R. Nikles (1899) se sont intéressés à la région de Gabian.

Barrabe et Schneegans ont donné à ces faits (p. 883-884) une courte description :

« La dépression creusée dans les argiles gypsifères du Keuper par le ruisseau des Geissières, est dominée, au Sud, par un escarpement formé par la série décollée de Fouzilhon... Un premier fait qui prouve que la série supra-keupérienne a été traînée sur son substratum est l'absence de Rhétien à la base de la série, sur la plus grande partie des affleurements du lambeau. C'est le cas, en particulier, de la base du calcaire liasique qui coiffe la colline de Bastard, ou de celui qui est conservé aux Amisses et qui porte un ancien four à chaux.

Les grès rhétiens n'apparaissent que dans les collines calcaires qui avoisinent Fouzilhon, mais, dans le vallon de Bedeaussou, l'écaille accuse de nouveau une disparition du Rhétien. Un deuxième caractère du lambeau de Fouzilhon est la disposition en amandes étirées des termes inférieurs du Lias, les calcaires de l'Hettangien et du Chamouthien sont, en effet, égrenés en lentilles discontinues entre les marnes du Lias supérieur et les argiles du Keuper. Il s'agit d'un morcellement des terrains par étirement et non pas d'une série de glissements de marnes liasiques sur la tranche des assises sous-jacentes...

» Le lambeau de Fouzilhon a dû se prolonger sur la rive gauche de la Tongue car les terrains de calcaires liasiques, affleurant au Nord de Roujan, accusent un traînage de ces assises sur leur substratum, qui a également abouti à la disparition souvent complète du Rhétien. La faille longitudinale de Sainte-Marthe a dû recouper le lambeau décollé, postérieurement à sa mise en place, si elle n'est pas elle-même la surface de chevauchement fortement redressée dans sa part frontale. Pendant les derniers actes du plissement, les calcaires liasiques pressés contre cette faille se sont ployés en un petit anticlinal. Le petit pli visible au bord de la route de Roujan, à un kilomètre à l'Est du château de Roujan a dû résulter d'un tel processus.

» ... La série keupérienne s'est décollée à la base du Rhétien et

a réagi aux poussées tectoniques par un déplacement en masse sur les terrains plastiques de son soubassement. Cette disharmonie du plissement de part et d'autre du Keuper est traduite par les extraordinaires variations d'épaisseur de ces terrains, révélés par les sondages. »

Discussion et hypothèse génétique.

La description des faits donnés par ces auteurs, n'appelle aucune critique, cependant, un tout autre processus de formation peut être invoqué pour rendre compte des anomalies envisagées. Le bord septentrional de la série décollée de Fouzilhon n'a pas, en effet, l'air d'un front de chevauchement d'écaille. Il n'est que de comparer sa géométrie avec celle des fronts des séries chevauchantes environnantes, pour constater le caractère fondamental de ces différences : point de redressement en bordure de la zone accostée, point de bourrelet, point de charnière (Schneegans et Barrabe admettent que la formation du pli de Sainte-Marthe est postérieur à la mise en place de la série décollée). Le fort redressement du Miocène à son contact, permet de penser que ce plissement est partiellement postmiocène. Ces auteurs ont d'ailleurs souligné le fait que les dispositions analysées évoquent, plutôt, un morcellement par étirement que le refoulement d'une série liasique inférieure, redressée devant le débordement des couches marneuses du Lias supérieur. *On a, somme toute, beaucoup plus l'impression de se trouver à l'arrière d'un glissement qu'à son front.* Les paquets amygdalaires de Lias inférieur, semés sur le Keuper, à quelque distance du contact du Lias marneux avec le Trias supérieur, ainsi que ceux qui se trouvent disséminés le long de ce même contact, et qu'ont atteint les sondages, apparaissent comme une traînée de débris, jalonnant le passage des séries en mouvement. Ces sortes de résidus inertes proviendraient du fractionnement de la dalle rigide du Lias inférieur prise entre les deux masses fluides du Keuper et du Lias marneux s'écoulant vers le Sud à des vitesses différentes. Ils seraient analogues aux débris liasiques flottant sur le Trias de la fenêtre de Villeneuve-Saint-Sixte ou au Klippes du bassin d'Alès.

Le développement d'une profonde vallée antémiocène séparant la région de Gabian, de la zone relativement calme de Coulobres-Servian permettrait, de *lier à un simple écoulement de versant, les faits observés à Gabian.* La continuation de ce mouvement de translation vers le Sud, même après le remplissage miocène de la vallée, est attestée par le rebroussement du Miocène le long de la lisière méridionale des affleurements et le chevauchement local du Keuper, sur le Miocène, observés au cours du sondage de G. 1 déjà mentionné.

CHAPITRE IV

INTERPRÉTATION DE L'ÉTUDE STRUCTURALE DE LA BORDURE SUD-ORIENTALE DES CÉVENNES ET DE LA MONTAGNE NOIRE

Des phénomènes de glissements d'ensemble de la couverture ont été mis en évidence dans la région d'Alès. *Ces glissements d'âge postéocène* se sont produits d'Ouest en Est, indiquant le rôle prépondérant du soulèvement du massif cévenol dans la tectogenèse des terrains qui auréolent son versant est. La géométrie des figures tectoniques, observées au Nord et au Nord-Est d'Alès, est associée à la combinaison d'un glissement d'ensemble de la couverture sur un substratum irrégulièrement incliné et de glissements différentiels importants, au sein de la masse en mouvement. Le plan structural d'ensemble montre :

a) En aval du glissement, un bourrelet anticlinal correspondant à l'accumulation des matériaux déplacés ;

b) Au centre, une dépression provoquée par la disparition des matériaux glissés. Le fond de cette dépression est occupé par des brèches et des paquets laissés sans ordre. Cette disposition se superpose, sans doute, à une zone de variation brutale de la pente du substratum, elle correspond, en somme, à une niche d'arrachement ;

c) A l'arrière, le compartimentage étroit des matériaux n'ayant pas eu la possibilité de s'écouler. A l'affleurement, ces compartiments paraissent présenter une disposition en gradins vers la zone glissée ; gradins entre lesquels peuvent prendre place quelques panneaux surélevés offrant l'aspect de touches de piano.

En profondeur, toutes les surfaces séparant ces éléments structuraux se courbent rapidement, décrivant une forte concavité vers

la zone de glissement; les masses de roches, ainsi délimitées, ont, grosso modo, l'allure de pelures d'oignon emboîtées les unes dans les autres. De telles figures ont été maintes fois décrites en amont des masses de terrains superficiels glissés ou éboulés, elles correspondent chacune à une amorce de niche d'arrachement.

Dans la zone de Durfort, plus au Sud-Ouest, des éléments de la zone c, dans leur mouvement de translation, et lorsque leur position relative le permettait, sont arrivés à se chevaucher.

Des dispositions analogues à celles observées dans la région d'Alès existent tout le long de la bordure sud-est du Massif Central. Il est tentant d'admettre que cette analogie des plans architecturaux corresponde à la manifestation d'un même phénomène. Quelques faits, cités à l'appui de l'interprétation proposée, permettent, semble-t-il, de penser à une *récession généralisée et récente de la couverture, sur les marges de la zone à tendance positive du Massif Central.*

DEUXIEME PARTIE

La zone d'influence commune des tectoniques cévenoles et pyrénéennes.

Entre la frange glissée de la bordure cévenole et le complexe méridional chevauchant, d'origine pyrénéenne, se développe, à l'Est de la vallée de l'Hérault, un vaste domaine vaguement triangulaire qui s'ouvre vers la vallée du Rhône. Son architecture est encore fortement marquée, à l'Ouest, par les influences des plissements éocènes, mais un important réseau de fractures, de direction à peu près parallèle au bord cévenol, laboure ce domaine et le décompose en étroits panneaux. Ce style se manifeste presque exclusivement dans la région où la masse de sédiments néocomiens est absente ou faiblement représentée, il caractérise les plis de Viols-le-Fort et du Saint-Loup.

A l'Est de la faille de Corconne, dont le rôle dans la formation du demi-dôme de Coutach a déjà été évoqué, s'étale un pays crétacé affecté de vastes ondulations anticlinales subcirculaires ou elliptiques. La dépression, emplie d'Oligocène, qui s'allonge d'Uzès à Sommières, constitue un relais « en baïonnette » du fossé d'Alès. Elle sépare deux entités de ce domaine crétacé. A l'Est, l'architecture de la zone des garrigues est caractérisée par le style superficiel particulièrement calme de sa carapace urgonienne. A l'Ouest, entre cette dépression et la faille de Corconne, l'érosion antélutétienne a fait disparaître cette carapace urgonienne avant la manifestation de la phase de plissements provençaux. En revanche, un ou plusieurs horizons de calcaires bioclastiques, totalisant localement une épaisseur supérieure à 100 mètres, s'individualisent au sommet du Valanginien. Cette armature, noyée dans la masse des calcaires et marno-calcaires néocomiens épais de plus de 2 000 mètres, imprime à cette région son caractère morphologique. Trop puissante pour subir les étirements et les boudinages qui affectent la dalle du Jurassique supérieur de la zone subalpine, trop peu épaisse pour imposer un style structural cassant et subtabulaire, cette formation calcaire du Valanginien supérieur est certainement responsable de l'amplitude des déformations épousées par le Néocomien et de l'ordonnancement doux et régulier des matériaux au sein desquels elle se trouve. Ces structures anticlinales ont tendance à présenter un léger allongement est-ouest. Cette tendance se manifeste, surtout, dans les replis d'ordre mineur, affectant au cœur des bombements d'ensemble, les éléments inférieurs de la série crétacée. Cette disposition est, probablement, due aux effets atténués des plissements d'âge éocène supérieur. La simplicité de cette géométrie a été profondément modifiée par des phénomènes de fracturation d'âges plus récents. L'individualisation moins poussée de la tectonique est-ouest, la nature plus souple des matériaux que les accidents affectent à l'affleurement, ont permis l'édification d'une architecture nord-est -sud-ouest, superposée à celle précédemment établie.

Les assises jurassiques, cachées sous la couverture néo-crétacée, paraissent avoir réagi de façon bien différente aux forces responsables des déformations oligocènes. Le long de certaines fractures, émergent, perçant souvent en position de flanc leur calotte marneuse, des motifs de calcaires néo-jurassiques disposés en blocs monoclinaux, touches de piano, chicots tabulaires isolés, charnières anticlinales, « déchaussés » pour la plupart, de l'ossature profonde des édifices structuraux majeurs.

CHAPITRE PREMIER

LES ANTICLINAUX DE VIOLS-LE-FORT ET DU SAINT-LOUP

SOMMAIRE

Les caractères géograhiques.

I. — **Le plateau.**

II. — **Le relief du Saint-Loup.**

Les matériaux.

Analyse structurale.

I. — **Historique.**
LE PLI DE SAINT-LOUP.
LE PLI DE VIOLS-LE-FORT.

L'anticlinal de Viols-le-Fort.

I. — **Les grandes lignes structurales.**
II. — **La portion occidentale de l'anticlinal de Viols.**
LA FAILLE AXIALE DE MAURE.
LE FLANC SUD.
LE FLANC NORD.
III. — **La partie orientale de l'anticlinal de Viols entre le décrochement du Mazet et la route N. 586.**
ZONE SOMMITALE.
FLANC SUD.
FLANC NORD.

L'anticlinal du pic Saint-Loup.

I. — **Les grandes lignes structurales.**
II. — **Le nez plongeant de Sueuilhes.**
III. — **Le flanc sud.**
IV. — **La faille des Matelles.**
V. — **La terminaison péri-anticlinale est.**
VI. — **Le flanc nord.**
LA MURAILLE JURASSIQUE.
LES MATÉRIAUX CRÉTACÉS.
VII. — **Le cœur du pli de Saint-Loup.**
VIII. — **Le sondage Saint-Loup 1.**

Tectogenèse.

I. — **Les matériaux tertiaires auréolant le massif jurassique sont les témoins des déformations.**

RÉPARTITION ET FACIÈS.

LES DISCORDANCES OBSERVÉES DANS LES SÉDIMENTS TERTIAIRES DU FLANC NORD DU COMPLEXE STRUCTURAL SAINT-LOUP - VIOLS-LE FORT. — LES PHASES DE PLISSEMENT.

A) *La phase antélutétienne.*

B) *La phase post-lutétienne.*

C) *La phase antéoligocène.*

D) *Les phases postoligocènes.*

II. — **Les données gravimétriques et l'interprépation tectogénique profonde du massif Saint-Loup - Viols-le-Fort.**

Conclusions.

Les caractères géographiques.

Le pli de Viols-le-Fort-Saint-Loup intéresse une vaste zone inscrite dans un polygone ayant pour sommets les localités de Saint-Martin-de-Londres, Valflaunés, Saint-Mathieu, Les Matelles, Combaillaux, Montarnaud, La Boissière, Puechabond, Lavène.

LE PLATEAU.

La surface du pays, ainsi définie, correspond à un plateau calcaire particulièrement aride et en majeure partie couvert de maquis de chênes verts. L'altitude de ce domaine suptabulaire s'établit entre 250 et 300 mètres. Elle présente des valeurs légèrement décroissantes en direction du Sud-Ouest. Vers le Sud-Est, un talus fortement penté, s'allonge de Combaillaux, au Sud-Ouest, jusqu'à Saint-Mathieu, au Nord-Est, et sépare ce Causse d'une région vallonnée au relief moins élevé. Entre Saint-Mathieu et Mas de Londres, la bordure septentrionale de la plate-forme se relève en une haute crête culminant à 635 mètres au Pic Saint-Loup. Sa falaise escarpée domine le profond couloir marneux que draine le ruisseau de Terrieu et qu'enserre la muraille de l'Hortus, au bord méridional du Causse de Pompignan. Vers l'Ouest, la crête du Saint-Loup s'abaisse doucement jusqu'à son intersection avec le méridien du Mas de Londres. A partir de ce point, un simple bourrelet de collines arrondies forme le bord nord du plateau et limite la dépression de Saint-Martin-de-

Londres qui s'étale à ses pieds. Cette dernière se rétrécit rapidement, vers l'Ouest, pour se terminer peu après la ferme du Bouis. Le plateau de Viols-le-Fort s'adosse, alors, aux hauteurs formées par la côte périanticlinale orientale du pays de Buèges. La surface du plateau paraît s'emboîter dans ce relief dont la table d'usure s'étage à plus de deux cents mètres au-dessus.

L'aplanissement, auquel « la garrigue » de Viols-le-Fort doit son individualisation, paraît procéder d'actions diverses et échelonnées dans le temps. Cette surface n'est donc pas uniforme. Dans sa portion occidentale, en raison de la nature presque exclusivement calcaire des terrains, s'est établie une importante circulation karstique. Le développement de ce phénomène a préservé du ravinement les formes acquises au cours des temps qui ont suivi les phases de déformations.

Modelé et drainage.

Entre Puéchabon et le château des Matelettes, une surface s'étageant entre 320 et 335 mètres est disposée en segments de couronne, elle enveloppe une zone légèrement déprimée d'une trentaine de mètres, située plus au Nord, et allongée sensiblement Nord-Nord-Est - Sud-Sud-Ouest ; à l'intérieur de cette zone septentrionale, une morphologie structurale se montre à peine ébauchée.

Une série de petites combes et côtes au dessin ellipsoïdal, marquées par des dénivelés ne dépassant guère une dizaine de mètres, cernent une butte quelque peu excentrée. Cette éminence supporte les bâtisses de la ferme de Maure et présente un relief dissymétrique dû à la pente monoclinale des assises bajociennes qui la constituent. Cet embryon de modelé épianticlinal, peut-être dû au déblaiement éolien des particules altérées, est dominé, vers le Nord, par la masse usée et lapiazée du synclinal perché du bois de Monié-la-Selette.

Au Sud de la ceinture périanticlinale Puéchabon - château des Matelettes, se développe un relief dont les lignes majeures (Nord-Sud) sont orthogonales aux précédentes et de style monoclinal. Cette topographie de caractère vigoureux et jeune paraît s'être modelée sur le flanc de l'anticlinal aux dépens de la surface d'aplanissement conservée sur la zone sommitale du pli. C'est ainsi que la longue côte lutétienne du signal de Montarnaud présente, sur toute son étendue, une altitude oscillant entre 300 et 320 mètres, elle est voisine de celle du plateau du télégraphe de la Boissière duquel se dégage le piton du signal de la Boissière (366 mètres). C'est également à cette altitude de 300 mètres que se trouve tronquée la masse jurassique du signal de Vailhauques. Le tracé du réseau hydrographique majeur paraît régi par la disposition que

devaient présenter les divers horizons lithologiques selon la surface de 300 mètres. Il semble que cette surface ait, postérieurement à son édification, subi une déformation de la part d'accidents dont elle avait primitivement aplani le rejet. Un tel phénomène pourrait être invoqué pour expliquer l'altitude anormalement élevée du signal de la Boissière à proximité immédiate de la faille du même nom.

A l'Est du château des Matelettes, la combe épianticlinale, supportant le village de Viols, se rétrécit et se montre légèrement décalée vers le Nord. De part et d'autre de cette dépression se manifestent, au Nord et au Sud, des témoins de la surface de 300, 350 mètres. Les vastes tènements de bois de Las, roc de Ratel, bois de Valène correspondent à de tels témoins développés au Sud-Sud-Est de Viols. En ce point, les divers éléments issus de cette surface forment une mosaïque présentant une déformation d'ensemble d'allure anticlinale, à axe Nord-Sud. Elle s'abaisserait :

a) Vers l'Ouest, en direction de Saugras et Vailhauquès, où son altitude décroît jusqu'à 250 et même 200 mètres.

b) Vers le Sud, où le plateau lutétien de la Rouvière accuse un niveau sensiblement équivalent. Vers le Sud-Ouest, le replat du signal de Saint-Gely et de Mont-Bouras doit, semble-t-il, son altitude relativement modeste, 250 mètres, au jeu de la faille de Combaillaux qui aurait ainsi affaissé la lèvre orientale d'une trentaine de mètres.

En effet, une gorge profonde, large, presque rectiligne et pratiquement sèche, se trouve creusée entre les hauteurs du signal de Saint-Gely et celles du roc de Ratel, bois de Valène, dont l'altitude est demeurée voisine de 280 mètres. La localisation et l'orientation de ce fragment d'un important cours fossile sont dus, semble-t-il, au jeu de la faille de Combaillaux qui, postérieurement à l'aplanissement du pays jurassique, aurait canalisé le long de sa lève affaissée l'une des rivières qui irriguaient cette plaine, l'exhaussement progressif de la région a provoqué l'encaissement du lit de près d'une centaine de mètres. Captées en amont par un cours hypogé, les eaux se sont brusquement taries, dans ce chenal en pleine phase d'érosion, sans avoir pu y déposer d'alluvions. Il n'est pas impossible que cette gorge n'ait été creusée par le même cours d'eau que celui auquel est due la vallée suspendue de Pailhas, signalée au cours de l'étude du Pays de Buèges.

La route nationale 586 de Montpellier à Ganges traverse le massif calcaire de Viols en un point où la combe épianticlinale est moins bien dessinée. A l'Ouest de cette route s'étend une surface pénéplanée admettant des dénivellés d'une cinquantaine de mètres.

Les collines, ainsi individualisées, s'ordonnent pour dessiner une morphologie atténuée de caractère structural. Leur agencement évoque un relief périanticlinal à plongement Ouest. La continuité des petites crêtes qui composent cette ébauche de relief est localement interrompue, par suite des nombreuses variations de faciès qui affectent, notamment, le Rauracien et le Séquanien. Le développement local, sur une même verticale, de passées plus marneuses et plus tendres, à la place de bancs calcaires, a déterminé la localisation d'un lacis de vallons à fond plat isolant des buttes à profil dissymétrique. Vers le Nord-Est, cette pénéplaine s'étend au pied de la crête du Saint-Loup au-delà de Cazevieille. Elle paraît limitée à l'Est par les collines bajociennes de Cortez et de La Figarède et, au Sud-Est, par une ligne imaginaire joignant la ferme ruinée de Peyrebrune au rendez-vous de chasse de Cambous, situé au bord de la route nationale de Montpellier à Saint-Martin-de-Londres.

LE RELIEF DU SAINT-LOUP. — SON DRAINAGE.

A l'Est de ce domaine, l'éperon calcaire que forme, au milieu de la plaine néocomienne et tertiaire de Saint-Mathieu, le massif du Saint-Loup, se montre disséqué par les effets d'une érosion récente. Un ruissellement superficiel important paraît être à l'origine du rajeunissement de la topographie. Plusieurs raisons peuvent être invoquées pour expliquer ce phénomène :

a) La nature plus argileuse du Callovo-Argovien et son épaississement rapide vers l'Est.

b) L'exhaussement posthume de la zone sommitale du pli. Celui-ci aurait provoqué le décapage, jusqu'à leur substratum liasique, des assises du Jurassique moyen qui accusent dans cette direction une sensible diminution de puissance.

c) L'importance de la dénivelée existant entre la plaine crétacée et la zone d'impluvium. La faible distance sur laquelle s'exerce cette dénivelée.

Trois ravins temporaires drainent la combe callovo-argovienne des flancs sud et est ; le ravin de la Deridière et le ravin des Pins, dont l'exutoire se trouve situé à proximité du couvent de Notre-Dame-des-Champs ; le troisième, le ravin de Saint-Aunès, est subséquent.

Le ruisseau d'Yorgues est un cours d'eau conséquent permanent. Il trouve son alimentation dans le vaste et profond cirque de réception que ses eaux ont déblayé, aux dépens de marnes liasiques, autour de la ferme de Mortiès. Sa gorge sinueuse débouche peu à l'Ouest de Saint-Jean-de-Cuculles. Le volume des eaux collectées

dans la partie haute de son cours, a permis à ce ruisseau de creuser assez rapidement sa clue pour se maintenir à faible distance du niveau hydrostatique. L'altitude de celui-ci est conditionnée par celle du barrage dû à la lèvre marneuse, Sud-Est, de la faille de Corconne. Le Rendauduc, affluent subséquent de la rive droite de la gorge, rassemble les eaux de la combe callovo-argovienne recoupée par le cours principal. Son agressivité est telle qu'il a déjà capté à son profit la majeure partie du bassin versant du « ruisseau des Pins » et que ses ravins ne tarderont pas à détourner les eaux du cours supérieur de la Deridière.

Malgré le travail important accompli par ce dernier torrent, le moins grand ruissellement de son bassin versant et la longueur de son trajet à travers les assises calcaires du Jurassique supérieur ne lui ont pas permis d'atteindre assez rapidement le niveau hydrostatique ; si bien que, la circulation karstique aidant, l'action de ses eaux superficielles va en décroissant.

C'est dans son lit même que se manifeste l'exurgence temporaire du « Boulidou » ; cette petite source vauclusienne, normalement tarie, paraît ne correspondre qu'au trop plein d'un vaste réseau karstique. La source du Lirou, exutoire également temporaire de ce réseau, débouche d'une cavité s'ouvrant dans la paroi jurassique, au contact de la lèvre crétacée de la faille de Corconne.

Les matériaux.

Le corps principal de l'édifice a été modelé aux dépens des assises jurassiques. Le Néocomien, en effet, ne se manifestait à l'époque du plissement que sous forme d'un biseau d'érosion limité à l'Est d'une ligne joignant Mas-de-Londres à Saint-Gely-du-Fesc. Il n'a donc pu jouer un rôle, au cours de la tectogenèse, que dans la partie orientale de ce domaine, c'est-à-dire dans le pli de Saint-Loup. Les dépôts tertiaires ne sont, par ailleurs, pour la plupart, jamais étendus que sur les flancs du pli en cours d'évolution. La répartition de ces formations et leur faciès revêt un intérêt certain quant au développement de nos connaissances sur la génèse de cet axe anticlinal.

Les niveaux détritiques de base de l'Eocène, localisés dans une position marginale sur le flanc Sud, ne se montrent pratiquement pas intéressés par le plissement. Les matériaux mésozoïques et lutétiens, aux dépens desquels ont été édifiés les motifs anticlinaux, sont presque exclusivement calcaires et marneux. Le rapport des puissances des séries marneuses à celles des séries calcaires est d'environ 40 % au Saint-Loup ; cette valeur paraît se réduire consi-

dérablement en direction de Viols-le-Fort, où le Néocomien est absent et où les marnes du Callovo-Argovien disparaissent partiellement ou évoluent vers des faciès plus calcaires.

Certains matériaux tertiaires : Eocène inférieur et moyen, se sont déposés avant la manifestation des déformations qui ont engendré le pli. D'autres (Eocène supérieur et Oligocène) doivent leur composition, leur localisation et leur géométrie au cadre orogénique que constituaient les matériaux antérieurs.

Analyse structurale.

HISTORIQUE

Peu d'études ont été consacrées à l'analyse architecturale de la ride jurassique portant ces deux culminations fortement dissymétriques et déjetées vers le Nord.

Dans son « Atlas d'anatomie stratigraphique » de l'Hérault (1862-1864), DE ROUVILLE a donné une carte et des coupes du pli du Saint-Loup. Les contours de la première édition de la feuille géologique du Vigan sont dus à F. ROMAN ; ils offrent pour cet anticlinal une image très voisine de celle donnée par DE ROUVILLE. La deuxième édition de ce document intègre pour cet ensemble structural les travaux de V. STECHEPINSKI (1937), M. DREYFUSS (1937) et B. GEZE (1938). La somme des observations ou interprétations nouvelles apportées par ces derniers auteurs se résume pour :

1° Le Saint-Loup :

a) Au tracé, dû à V. STECHEPINSKI, de la faille sécante à la boutonnière axiale de Lias inférieur, à proximité de Morties.

b) A l'identification, par M. DREYFUSS, de la *faille des Matelles* en prolongement direct de la faille de Corconne.

c) Au relevé, toujours par M. DREYFUSS, de quelques répliques mineures de cet accident affectant le flanc Sud à proximité de la Figarède.

2° Viols-le-Fort :

a) A l'individualisation, par V. STECHEPINSKI, d'une déchirure discontinue, passant à proximité du château des Matelettes et effondrant légèrement la portion orientale du pli où se trouve bâti le village de Viols.

b) Au dessin, selon le même auteur, d'une écaille de Callovo-Argovien poussée au Sud et manifestée sur le flanc Nord de la

partie orientale du pli, de part et d'autre de la route de Viols-le-Fort à Paillas.

c) A l'analyse, par B. Geze, des motifs en gradins ou touches de piano qu'un important réseau de fractures dessine sur le flanc sud faiblement penté. Divers panneaux effondrés emplis de tertiaire et allongés Nors-Sud, ont été individualisés ; ce sont d'Est en Ouest :

— Le *petit bassin de Montarnaud - Valhauquès - Murles,* dont la faille de Montarnaud forme la lèvre occidentale.

— *La digitation synclinale d'Argeliers - La Boissière,* développée au pied oriental de la faille de La Boissière.

— Le *Synclinal d'Aniane* enveloppant la terminaison Ouest du pli de Viols-le-Fort, entre La Boissière et Puéchabon.

J. Goguel, en 1938, s'est penché sur le rôle joué, par le développement du faciès calcaire bioclastique, au sommet du Valanginien du Causse de l'Hortus, dans l'évolution du modelé structural du Saint-Loup.

Agalede, en 1944, a, postérieurement à la parution de la deuxième édition de la feuille du Vigan, suivi longitudinalement à l'anticlinal de Viols-le-Fort, l'accident mis en évidence par V. Stechepinski au Nord de Puéchabon.

Finalement, l'analyse détaillée des dépôts tertiaires du bassin de Saint-Martin-de-Londres a permis (Dreyfuss et Gottis, 1947) de préciser les étapes de la tectogenèse du Massif.

L'anticlinal de Viols-le-Fort.

LES GRANDES LIGNES STRUCTURALES
LE DECROCHEMENT DU MAZET.

La culmination, sur laquelle est bâti le village de Viols-le-Fort, s'étend d'Ouest en Est entre Puéchabon et la ligne selon laquelle la route Montpellier-Ganges traverse le massif calcaire. D'architecture dissymétrique, violemment poussée au Nord, cet anticlinal est partagé en deux portions, de superficies sensiblement égales, par un décrochement orthogonal à l'allongement de son axe. Cet accident se manifeste dans la prolongation de la flexure séparant le bourrelet oriental du Pays de Buèges du synclinal de Saint-Martin-de-Londres. Il court, depuis la ferme de Cazarils, située à l'extrémité sud-ouest de ce synclinal, sur le flanc nord du pli ; il se poursuit au-delà du flanc sud, à travers le sillon de Saint-Paul et Valmalle et le pli de Montpellier. La bergerie du Mazet et le château des Matelettes, les agglomérations de Valhauques, Montarnaud, Saint-Paul et Valmalle jalonnent son tracé. Les mouvements relatifs des deux comparti-

ments, que séparent cette longue déchirure aux multiples relais, sont d'amplitude relativement importante, quoique variable selon les points. La moitié orientale de l'anticlinal se trouve affaissée et décalée, vers le Nord, par rapport à la portion occidentale de ce même édifice tectonique. Le rejet horizontal peut atteindre 600 mètres. Le décalage vertical des deux lèvres oscille entre 50 et 150 mètres. Toutefois, le rôle de cet accident ne saurait être pleinement analysé par l'exposé des mensurations des mouvements responsables de sa formation. Son existence s'est traduite, au cours des dernières phases de plissement, par la désolidarisation des deux tronçons d'anticlinaux, ainsi, individualisés et la manifestation de styles structuraux différents de part et d'autre de son tracé.

LA PORTION OCCIDENTALE DE L'ANTICLINAL DE VIOLS.

La faille axiale de Maure.

Ce tronçon d'anticlinal se montre parcouru dans sa zone axiale, par un accident longitudinal ouest-sud-ouest - est-nord-est, de caractère inverse et généralement incliné de 60 à 70° vers le Sud. Les deux éléments de voûte, séparés par cette faille, présentent une ordonnance fortement contrastée.

L'accident de Maure s'individualise avec netteté, au contact Jurassique-Eocène, environ 800 mètres au Nord de Puéchabon. Il se présente, en ce point, comme une faille normale et contraire, à regard nord-ouest. Sur sa lèvre nord affaissée, une étroite digitation éocène s'insinue entre la masse dolomitique, qui la supporte, et la lèvre relevée de la faille, également constituée de Jurassique supérieur. Tant que les matériaux portés à l'affleurement, de part et d'autre de la faille, présentent le même faciès, les caractères de cet accident demeurent semblables. Le relèvement axial du panneau méridional est beaucoup plus rapide que celui du panneau situé au Nord, les alternances calcaréo-marneuses et calcaires de l'Argovo-Séquanien viennent, de ce fait, former la lèvre méridionale de la faille, à environ 700 mètres, au Sud-Ouest, du point où la route, menant de Puéchabon à Viols, atteint le plateau. Dès lors, la géométrie de l'accident se modifie. Son tracé, précédemment rectiligne, se montre onduleux. La surface même, limitant ses deux lèvres, s'accompagne rapidement d'autres surfaces de moindre importance et passe finalement à une large zone de laminage ; là des surfaces de striction, inclinées à 60° vers le Sud, se manifestent, notamment le long de la tranchée de la route, à proximité même du col donnant accès au plateau.

Plus au Nord-Est, l'accident porte en contact des dolomies sableuses, formant sa lèvre méridionale, avec des calcaires et calcaires marneux en plaquettes affleurant sur sa lèvre nord-ouest ; la

largeur de la zone d'étirement et de broyage atteint parfois une vingtaine de mètres.

A l'Ouest, au Nord et au Nord-Est de Maure, cette faille est encore vraisemblablement inclinée d'une soixantaine de degrés vers le Sud ; le Bajocien, qui forme sa lèvre méridionale, s'arc-boute, grâce à cette surface de discontinuité, contre et sur le Rauracien calcaréomarneux développé sur la lèvre septentrionale.

A environ 250 mètres au Nord-Est du château, la faille de Maure est brusquement décrochée d'une centaine de mètres par le jeu d'un accident oblique de direction nord-ouest - sud-est ; ce dernier est très visible parmi les assises du flanc nord du pli mais il se perd très rapidement dans le paysage dolomitique du Jurassique moyen sur le panneau méridional.

Au-delà de ce point, la faille inverse de Maure épouse un tracé est-ouest, jusqu'à son intersection, à quelques centaines de mètres au Nord de Mazet, avec le décrochement du même nom. La rectitude de son tracé, parmi une topographie quelque peu accidentée, permet de penser que son plan ne doit pas présenter d'inclinaison notable sur la verticale. Dans l'angle qu'elle forme, vers le Nord, avec le décrochement du Mazet, son rejet se réduit considérablement le Jurassique moyen étant porté au contact de l'Argovien renversé.

Le flanc sud.

Ce flanc méridional se montre affecté, dans sa zone sommitale, d'une pente continue d'une vingtaine de degrés. Cette inclinaison présente quelques valeurs plus élevées et localisées au voisinage des affleurements marneux de l'Argovien et du Séquanien. Dans l'ensemble, les différentes assises, qui constituent cette portion du flanc, décrivent une série d'arcs d'ellipse concentriques dont le grand axe coïncide avec la faille de Maure.

Une série d'accidents nord-est - sud-ouest ou subméridiens, à regard est, segmentent ces arcs en une succession de gradins ; deux de ces gradins prennent un relief particulier. L'un est limité, vers l'Est, par la faille de la Boissière qui court vers le Sud, depuis les abords du croisement de la route de Puéchabon à Viols-le-Fort avec celle de Valhauques à Viols et Maure, jusqu'au col de la Taillade que franchit la route de Montpellier à Lodève. L'autre, celui du signal de Valhauques, doit son individualisation au décrochement du Mazet qui limite la moitié occidentale de l'anticlinal ; le relèvement de ces gradins s'accompagne d'une modification de la direction des couches qui devient Nord-Est, ainsi que de l'orientation et de la valeur du pendage. Malgré le caractère incertain du litage des bancs du Tithonique, l'allure du contact de cette formation avec sa

couverture éocène permet de mettre en évidence une inclinaison voisine d'une dizaine de degrés, vers le Sud-Ouest. Un crochon anticlinal s'amorce en bordure de la faille de la Boissière, inversant le pendange vers le Sud-Est, le long de cet accident. Une telle disposition ne se manifeste pas en bordure orientale du *panneau du signal de Valhauques*, le long du décrochement du Mazet. Le bord occidental de l'affleurement jurassique du même élément structural est affecté de petites cassures nord-sud. Grâce au jeu de celles-ci, s'est constitué au sein du massif jurassique, et très près de sa limite avec le synclinal d'Argeliers-La-Boissière, un étroit couloir effondré et rempli d'Eocène. Les accidents synclinaux développés au pied de ces gradins provoquent une profonde indentation des contours limitant le Jurassique de l'Eocène à l'aval du flanc sud.

Le flanc nord.

Dans la région de Puéchabon, la lèvre nord de l'accident de Maure est constituée de Jurassique terminal, à faciès coralligène, affectée d'une pente générale vers l'accident. Cette disposition est due au fait, qu'en ce point, l'anticlinal de Viols butte contre le flanc sud-est de l'anticlinorium de Buèges. Plus à l'Est, grâce à la divergence des directions de la couronne périanticlinale de cette structure, et de celle de l'axe de Viols, se dégage une gouttière synclinale de direction nord-est - sud-ouest.

A proximité de l'accident du Mazet, la bordure orientale de ce synclinal se montre énergiquement plissotée. Les calcaires marneux du Kimméridgien inférieur, dont les contours soulignent le modelé structural, et enveloppent les replis de leur contenu jurassique terminal, épousent une géométrie plus simple. Ils décrivent, en guise de crochon, une digitation qui se résout en hauteur vers le Mas de Cournon.

Entre le Mazet et Mas Andrieu, la même bande de calcaire décrit une courbe quelque peu complexe, à concavité tournée vers l'Est. Ce mouvement correspond à l'ennoyage vers l'Ouest d'une ondulation anticlinale est-ouest. Vers l'Est, contre la chapelle Saint-Jean et le château de Maure, la partie sommitale de ce pli mineur se montre très plissotée le long de l'accident de Maure. Au Nord du château, le Rauracien et le Kimméridgien supérieur se montrent étirés et redressés à la verticale, entre le Bajocien du flanc sud et la masse tithonique synclinale du bois de Mounié.

Le petit décrochement, qui affecte la faille de Maure à 250 mètres au Nord-Est du Château, traverse le synclinal du bois de Mounié orthogonalement à la direction des couches. Il décale, vers le Sud, la portion de ce synclinal, située à l'Est de son plan. Son rejet horizontal peut être apprécié même à l'intérieur de la masse coralligène,

grâce au développement de minces horizons finement lités qui offrent d'excellents repères, malgré leur manque de continuité. Les assises argovo-rauraciennes, contre lesquelles s'appuie la lèvre méridionale de la faille de Maure, entre ce décrochement et celui de Mazet, accusent un renversement local avec des pendages de 60° Sud.

LA PARTIE ORIENTALE DE L'ANTICLINAL DE VIOLS ENTRE LE DECROCHEMENT DU MAZET ET LA ROUTE N. 586

A l'Est du décrochement du Mazet, la partie orientale du pli de Viols présente une ordonnance beaucoup plus harmonieuse que ne l'est celle située à l'Ouest du même accident.

Zone sommitale.

La zone sommitale est presque symétrique. Des auréoles semielliptiques se développent autour d'un cœur dolomitique et calcaréo-dolomitique, d'âge jurassique moyen ; ces horizons dolomitiques couvrent une surface réiniforme légèrement arquée. Les auréoles sont soulignées par les alternances calcaires et calcaréomarneuses de l'Argovo-Kimméridgien. La route de Viols à Cazevieille traverse, 700 à 800 mètres avant son croisement avec la R.N. 586, la terminaison périanticlinale des calcaires marneux du Kimméridgien inférieur. Ceux-ci plongent vers l'Est, sous les calcaires lapiazés du Jurassique terminal. Vers le Sud-Est, dans le secteur compris entre la route de Viols à Cazevieille et celle de Viols à Murles, le bord de cette zone sommitale se montre étiré par une faille nord-est - sud-ouest, normale et conforme.

Cette faille, oblique à l'axe du pli, a pour effet de supprimer à l'affleurement le Rauracien et le Kimméridgien inférieur. Elle décale, ainsi, progressivement vers le Nord, les diverses enveloppes périanticlinales. Sa trace ne peut être suivie de part et d'autre, jusqu'à son intersection avec les deux routes précitées.

Formant la limite nord-ouest du cœur jurassique moyen, le prolongement de la faille de Maure se trouve décalé d'environ 400 mètres vers le Nord, par le décrochement du Mazet. Son tracé superficiel décrit un arc de cerle à concavité sud, joignant d'Ouest en Est la bergerie de Sales à l'embranchement, sur la route de Viols à Saint-Martin-de-Londres, du chemin nord menant au Mas Roussières et au Château de Cambous. A hauteur du grand virage que décrit la route de Cazarils (à environ 1 kilomètre de son embranchement sur la R.N. de Viols à Saint-Martin), le rejet de l'accident tend rapidement à s'annuler. Sur sa lèvre sud, s'amorce un pendage nord et l'Argovien se dégage du plan d'étirement. D'abord renversées, ces assises se redressent progressivement et épousent à l'Est de Bous-

sières une inclinaison nord. L'accident de Maure se manifeste alors, au sein d'une série normale en flanc nord, sous forme d'une bande étirée et schistosée, nettement visible en bordure de la route qui, de Viols à Cazevieille, longe le château de Cambous.

Flanc sud.

Vers le Sud, le flanc méridional de Viols se développe en un vaste plateau dans lequel se fond le flanc sud-ouest du pli du Saint-Loup. Les caractères morphologiques des tènements de Roc Ratel, Bois de Valène, Mont Bouras ont déjà été évoqués. Ils suggèrent la présence de nombreux accidents, développés entre le décrochement du Mazet et la faille de Corconne qui limite le massif. Ces fractures déterminent une succession de petits horts et fossés allongés comme elles, Nord - Nord-Est - Sud - Sud-Ouest. Les indentations, ainsi imposées au contour du contact jurassique-éocène, depuis Cantagrils jusqu'à Combaillaux, soulignent la multiplicité de ces fractures. L'auteur de la deuxième édition de la feuille de Montpellier en a donné une cartographie très parlante. Ce document n'indique cependant pas la prolongation de ces dispositions à l'intérieur du plateau jurassique. On a ainsi l'impression que ces craquelures doivent leur raison d'être, à une zone de flexure de la carapace tithonique, les phénomènes de ruptures s'étant produits dans des plans perpendiculaires à l'axe de la flexure. Malgré la difficulté que l'on éprouve à mettre en évidence des solutions de continuité à travers la masse monotone du Jurassique terminal, il convient de penser que ces accidents se prolongent également à travers le plateau. L'un d'entre eux, notamment, *la faille de Combaillaux*, paraît être à l'origine de la localisation de la gorge de Tribes. Vers le Nord-Est, elle paraît liée à *la faille de Sueuilles*, mise en évidence sur l'aire de culmination du Saint-Loup.

Flanc nord.

En aval du prolongement de la faille de Maure, les alternances calcaires et calcaréomarneuses de l'Argovo-Kimméridgien présentent une disposition nettement renversée. Entre le décrochement du Mazet et la route de Viols à Saint-Martin, leur redressement puis leur passage à un pendage normal, à l'Est de cette route, correspond à l'ennoyage de l'axe anticlinal et à l'amorce de la terminaison périanticlinale.

Le bord sud des formations à faciès de calcaire cristallin coralligène (1) se montre redressé à la verticale et fortement ridé, au front

(1) Ceux-ci se trouvent vers l'Est limités au Kimméridgien tithonique. Ils envahissent à l'Ouest de la route de Cazarils le sommet du Kimméridgien inférieur.

des couches renversées. La difficulté de mettre en évidence la stratification des bancs n'a pas permis une analyse précise de la géométrie des calcaires « coralligènes ». Ceux-ci couvrent une bande de 600 à 800 mètres de large dont la lisière septentrionale se montre fortement sinueuse. Tout au long de cette ligne, le Jurassique repose sur un complexe de marnes et calcaires lacustres d'âge lutétien. Entre la route de Viols à Saint-Martin et le col de la Pourcaresse, que franchit la R.N. 586, le contact Jurassique-Lutétien est localement recouvert, en discordance, par des marnes et poudingues de l'Eocène supérieur. Ces matériaux tertiaires, énergiquement froncés, représentent une fraction de la bordure méridionale du bassin de Saint-Martin-de-Londres. A l'Ouest de la route de Viols à Saint-Martin, la convergence de l'axe du synclinal de Saint-Martin et du front Jurassique provoque l'élimination du flanc sud du synclinal développé plus à l'Est. Un étroit sillon lutétien s'étend du Mas Bouis à Cazarils, il s'insinue, du Nord-Est vers le Sud-Ouest, entre les masses jurassiques du bois de Bouis et de Viols-le-Fort, puis oblique vers l'Ouest - Nord-Ouest ; ce sillon représente, ainsi seulement, le flanc nord de l'extrémité occidentale du bassin. Celle-ci, en forme de gouttière, enveloppe le flanc sud du pli de Buèges. Le rejet vertical du décrochement du Mazet est responsable de la suppression des matériaux tertiaires sur sa lèvre occidentale, dans la prolongation de la gouttière (synclinal du Bois de Mounié). S'il est incontestable que les couches jurassiques, pentées d'une trentaine de degrés au Sud, chevauchent le sillon lutétien jusque sur son flanc nord, la nature de ce chevauchement demeure incertaine. S'agit-il d'une écaille de matériaux en série normale ou du flanc inverse d'un genou frontal affectant la carapace de Jurassique terminal ?

L'anticlinal du pic Saint-Loup.

LES GRANDES LIGNES STRUCTURALES

La route nationale 586 longe pratiquement l'ensellement séparant les deux culminations de Viols et du Saint-Loup ; de part et d'autre de cette voie les deux enveloppes périanticlinales, qui se font face, présentent une ordonnance également simple. Comme sa structure jumelle, le pli de Saint-Loup est dissymétrique et déversé vers le Nord, mais son architecture est, dans l'ensemble, plus harmonieuse. Cette vaste coupole elliptique, à flanc nord vertical, montre seulement un cisaillement frontal, courant à la base de la falaise du pic. Les multiples craquelures, qui parcourent le flanc sud, ne troublent pas sa géométrie d'ensemble. L'approche de la faille de Corconne, qui prend en biais, vers le Sud-Est ce motif anticlinal, est marquée par un redressement et un étirement notable des couches.

LE NEZ PLONGEANT DE SUEUILHES

Entre la R.N. 586 et le petit village de Cazevieille, une faille à regard est, au tracé sinueux, isole, de la masse principale de l'anticinal, une vaste superficie. Les assises calcaréomarneuses et calcaires qui affleurent en cet endroit, sont disposées, grosso modo, en arcs de cercles concentriques dont la convexité est tournée vers l'Ouest. Les formations, étagées du Callovien au Kimméridgien, qui décrivent ces différents arcs, s'appuient à l'Est, contre la faille précitée et plongent périanticlinalement vers le Nord-Ouest, l'Ouest et le Sud-Ouest. La ferme de Sueuilhes est située à environ 400 mètres à l'Ouest du point culminant de ce motif architectural. La zone sommitale en est constituée par une lunule de marnocalcaires en petites dalles d'âge callovien. La surface, occupée par ces assises, s'étend sur environ 600 mètres de longueur et 400 mètres de largeur. Elle est enveloppée, vers l'Ouest, par une bande faiblement déprimée, établie sur les marnes et marnocalcaires de l'Argovien. La ferme de Sueuilhes est bâtie dans ce vallon occasionnellement cultivé.

Le Rauracien et le Kimméridgien occupent une étendue beaucoup plus vaste. Ils sont constitués de calcaires également marneux et en plaquettes, rappelant ceux des formations sous-incombantes. Quelques îlots calcaires, développés verticalement au sein de cette série, représentent des témoins de la corniche formant une des enceintes les plus continues de la boutonnière de Viols-le-Fort. Ils détruisent par leur disposition anarchique, l'harmonie de la morphologie périanticlinale. Le contour du toit de l'assise particulièrement marneuse, couronnant ce complexe, s'indente, au Nord de Cazevieille, ainsi que vers le Sud, le long du chemin vicinal de ce village, à la R.N. 586. Ces indentations accusent le passage de l'accident limite du panneau. Le tracé de cette faille ou flexure, au travers des marnocalcaires, est difficile à préciser en raison de l'absence de bancs repères.

Vers le Nord-Ouest, le contact de ces couches tendres, avec la base des calcaires du Kimméridgien supérieur, épouse la forme d'une courbe très ouverte. L'inclinaison de ces bancs est d'environ 65°, au Nord de Cazevieille ; elle s'atténue progressivement vers l'Ouest. Immédiatement au Sud du croisement de la route de Cazevieille à Cambous avc la R.N. 586, il décrit une brusque rotation de 180° vers le Nord-Est, délimitant une étroite digitation anticlinale. Vers le Sud-Est, le tracé de ce même contact est accidenté de plusieurs ondulations d'inégales valeurs.

Les calcaires à pâte fine du Kimméridgien supérieur, emplissent le fond de l'étroit col structural, séparent les deux anticlinaux. La R.N. 586 longe leurs gros bancs, pratiquement selon leur direction, entre le rendez-vous de chasse de Cambous et le croisement

précédemment mentionné. Leur faible inclinaison, vers le Sud-Est, entre ces deux points, demeure à peu près constante. Sur le flanc nord, par contre, les pendanges atteignent des valeurs voisines de 45°, tandis que leur orientation subit, autour de l'horizontale, des inversions de 180° du Nord-Ouest vers le Sud-Est.

Ces variations témoignent de l'existence d'ondulations dont la trace se perd vers l'Est, dans le redressement général affectant le flanc nord.

La limite entre les calcaires à pâte fine du Kimméridgien et les formations dites « tithonique-coralligène » est à peu près rectiligne et de direction sud-ouest - nord-est. Cette ligne converge, au Nord de Cazevieille, avec celle du front du pli auquel elle est nettement oblique. Ainsi, le Tithonique coralligène affleure-t-il au front nord du périanticlinal de Sueuilles, selon une aire triangulaire, dont la largeur, à la base, suivant la nationale 586, atteint 600 mètres et la hauteur s'allonge sur plus de deux kilomètres.

La lithologie de ces assises se prête mal à l'observation de leur inclinaison.

Quelques pendages notés ça et là montrent un redressement très net des bancs vers le Nord et vers l'Est. A un kilomètre à l'Est de la ferme de la Pourcaresse, près de la route de Mas-de-Londres, un renversement complet des couches, à 30° vers le Sud, accompagne le front du pli.

La nature des dispositions, qui amènent le Tithonique coralligène au contact du Lutétien, entre la R.N. 586 et le chemin vicinal de Mas-de-Londres, est difficile à déduire de l'observation directe des faits.

Plus à l'Est, le relèvement des assises laisse apparaître du Valanginien sous le Lutétien. Ce Néocomien, constitué de marno-calcaires plissotés, supporte les assises jurassiques dont le renversement a été noté. La continuation du phénomène de relèvement dans cette direction, a permis l'ablation locale, par l'érosion, du Jurassique chevauchant et, l'affleurement d'un mince liseré berriasien.

LE FLANC SUD

Le flanc sud du Saint-Loup se développe largement entre le *cirque épianticlinal de Mortiès* et le paysage crétacé et tertiaire allongé au pied sud-oriental de la *faille des Matelles* (prolongement vers le Sud-Est de la faille de Corconne).

Au Sud de la route de Cazevieille à Mortiès, l'ensemble des assi-

ses, étagées du Bajocien au Rauracien, dessine une succession d'auréoles, répétant avec une livrée sensiblement plus régulière, celles du nez plongeant de Sueuilhes. La valeur des diverses inclinaisons des couches n'excède pas en moyenne 20°. Quelques étirements de direction Nord-Est - Sud-Ouest, à rejets ouest, affectent les contacts bathono-callovien, callovo-argovien et argovo-rauracien. Un tel étirement fait face à la faille de Sueuilhes, en bordure est du sillon rauracien de Roubiac. Du point où les pendages s'orientent nettement vers le Sud, leur valeur oscille entre 20 et 40°. Le revers de la corniche dolomitique du Bathonien s'étale largement au Sud de la ferme de la Figarède.

Depuis les abords de Peyrebrune, les alternances calcaires et marneuses du Callovo-Argovien, développées en auréoles vers le Sud-Est et l'Est, offrent de nombreux bancs repères. Le décalage, particulièrement visible, de ces bancs *souligne le tronçonnement de ce domaine par un important système de failles parallèles à la faille des Matelles.* Les éléments de la mosaïque architecturale, ainsi déterminée, sont tantôt radiaux, tantôt longitudinaux, selon que le fragment d'arc que ces fractures affectent est sécant ou tangent à la direction des accidents.

La plupart de ceux-ci offrent un regard est et déterminent entre eux une série de panneaux dégradés vers le Sud-Est. L'une de ces failles est observable immédiatement au Sud des ruines de Peyrebrune, sa trace se perd au sein des calcaires et calcaires marneux du Rauracien.

Une autre fracture, née au bord de l'enceinte du cirque de Mortiès, dans les horizons supérieurs du Bajocien, se poursuit vers le Sud-Est, durant quelque 400 mètres, puis se bifurque, au Sud de la ferme de la Figarède. Ces branches se prolongent vers l'Ouest très au-delà du Vallon de la Deridière. Tout un réseau de petites fractures, d'orientation et de rejet divers, affectent les versants du ravin vers l'aval.

Vers le Sud, la prolongation de ceux-ci, à travers la carapace calcaire du Kimméridgien supérieur tithonique, est particulièrement difficile à mettre en évidence. La valeur de leur rejet paraît décroître à l'approche de cette carapace massive, si bien que l'assise marneuse couronnant le Séquano-Kimméridgien, se développe entre les failles de Sueuilhes et de Corconne, selon une bande continue, orthogonalement à ces deux accidents. Elle ne paraît pas affectée par le réseau de fractures intermédiaires jusqu'à hauteur du ravin de la Deridière. La vigoureuse indentation vers le Sud-Ouest que dessinent ces affleurements, de part et d'autre du thalweg, est due, tout autant, au jeu d'une longue déchirure développée le long du flanc sud (faille du sondage du « Saint-Loup 2 »), qu'à l'entaille topogra-

phique du ravin. Cette formation paraît buter, à proximité du couvent de Notre-Dame des Champs, contre la faille des Matelles.

Un important accident, développé sur la rive est de la Déridière, passe à proximité de l'emplacement du forage Saint-Loup 2. Celui-ci est encore identifiable, grâce aux travaux de génie civil effectués tout autour. Cet accident interrompt totalement la continuité de la couche callovo-argovienne qu'il décale de plusieurs centaines de mètres dans le sens nord-est - sud-ouest. Vers le Nord-Est, une succession de relais assure, au travers de la masse anticlinale, la liaison de cet accident à la faille de Corconne ; son passage est nettement visible au début de la gorge du ruisseau d'Yorgues.

Entre le Lias supérieur et le Bajocien, elle effondre la terminaison périanticlinale est du pli et interrompt, sur le flanc nord, l'arête des calcaires kimméridgiens-portlandiens de Montferrand, quelques centaines de mètres à l'Est des ruines du château.

Un autre accident longitudinal, parallèle au précédent, naît sur le versant est du cirque de réception du « Ravin des Pins ». Il coupe perpendiculairement le cours des affluents de la rive droite du ruisseau d'Yorgues et celui du ruisseau lui-même. Il s'atténue et disparaît à environ 200 mètres à l'Est - Nord-Est du grand virage que décrit la route de Saint-Jean-de-Cuculles à Mortiès, au début de la descente vers Mortiès. Un court relais, de faible rejet, mais très visible dans un ravin affluent du ruisseau de Saint-Aunès, se développe jusqu'à l'extrémité périanticlinale est. Cet accident affecte essentiellement le complexe marneux ou marnocalcaire du Callovo-Argovien ; il étire complétement ces assises.

La faille des Matelles.

L'ensemble de l'édifice tectonique Viols-le-Fort -Pic Saint-Loup est limité, vers l'Est - Sud-Est, par l'importante faille flexure des Matelles. La différence de nature lithologique des assises, qu'elle met en contact, détermine la présence d'un abrupt topographique, conforme à l'abrupt structural, à regard est et penté d'environ 80° vers le Sud-Est.

A son extrémité, entre Combaillaux et le château de Roquet, les marnes et grès versicolores de l'Eocène inférieur s'appuient contre le miroir tronquant les calcaires « coralligènes » du signal de Saint-Gely.

Au Nord-Est du château de Roquet, la bande d'Eocène inférieur, se dégage du contact avec le Jurassique, tandis que se développe un biseau de marnes et marnocalcaires valanginiens et berriasiens, formant désormais la lèvre orientale de la faille.

La route nationale 586, menant à Ganges, traverse le plan de fracture au pied de la tour de Romagnol, au point où s'embranche la petite route conduisant au village médiéval des Matelles.

A l'Est du ravin de la Déridière, la direction de cet accident s'infléchit brusquement vers l'Est.

La source vauclusienne du Lirou, s'ouvrant à environ 400 mètres du Nord - Nord-Ouest des Matelles au pied du relief jurassique, jalonne son tracé. Plus loin, sa lèvre sud-est marque l'interruption brutale de la gorge des ruisseaux d'Yorgues qui débouche dans un paysage au modelé peu contrasté.

La route qui conduit à Mortiès depuis Saint-Jean-de-Cuculles traverse cette zone de discontinuité, peu après les dernières maisons de cette localité, et juste en son point de raccordement avec l'ancien tracé du vieux chemin vicinal menant à Saint-Mathieu.

A environ deux kilomètres, plus au Nord-Est, la ferme de Saint-Aunès est assise sur les bords du contact anormal. Celui-ci se développe, en ce point, entre les marnes du Kimméridgien inférieur de l'extrémité périanticlinale est du Saint-Loup et les marnes et conglomérats de l'Eocène supérieur du synclinal de Saint-Mathieu-Valflaunès. Il faut, peut-être, chercher dans la courbure de la carapace calcaire périanticlinale, la raison de l'infléchissement vers le Nord de la faille limitant l'extension orientale de cette carapace.

Finalement, à 600 mètres au Nord Ouest de Saint-Mathieu, un relais en baïonnette, de direction est-ouest, unit la faille des Matelles au prolongement méridional de la faille de Corconne.

La terminaison périanticlinale est.

A l'ampleur et au dédoublement qui caractérise la terminaison occidentale, s'oppose à l'exiguïté du motif structural qui ferme le pli vers l'Est. Les effets de l'affaissement régional, par gradins, vers l'Est, sont, semble-t-il, responsables de ce contraste. Modelée à l'intérieur du panneau limité entre l'extrémité de la faille de Corconne et la faille des Matelles, cette terminaison se montre tronquée sur le prolongement même de l'axe. Seule la corniche rauracienne en dessine l'enceinte. Les termes les plus élevés du Jurassique du versant sud sont étirés contre la fracture des Matelles ; ceux du versant nord-est décrivent un rapide « fond de bateau », puis un genou frontal. La bande marneuse de l'Argovien est entièrement étirée sur le flanc nord-est. L'accident développé à ses dépens, sépare, en ce point, les marnocalcaires calloviens renversés et inclinés de 70° au Sud, de la barre calcaire rauracienne verticale.

Ces marnes se développent, par contre, largement, pour auréoler,

d'une vaste lunule, le prolongement axial et s'étirent à nouveau, sur le flanc sud, le long du ravin affluant au ruisseau de Saint-Aunès.

Dans la région sommitale, un petit accident, proche réplique de la faille de Corconne, s'individualise dans le Bajocien aux abords du gisement fossilifère du chêne blanc, signalé par Roman et Gennevaux, il court Sud-Ouest - Nord-Est, perpendiculairement à la direction des couches du flanc nord-est qu'il n'affecte pratiquement pas. De regard est, cette faille interrompt, vers le Sud-Est, les affleurements de calcaires bajociens qui ne peuvent ainsi dessiner la digitation axiale décrite par leur enveloppe bathonienne.

LE FLANC NORD

De Cazevieille à Montferrand, le flanc nord de l'anticlinal du Saint-Loup se présente comme une muraille verticale, dominant un complexe crétacé fortement froissé.

La muraille Jurassique.

Composée de l'ensemble de ses matériaux constitutifs, à ses deux extrémités, est et ouest, elle se caractérise dans sa partie médiane par le renversement plus ou moins prononcé de ses assises internes, ainsi que par l'étirement et le cisaillement de la carapace tithonique coralligène.

Ce cisaillement frontal court au pied du grand abrupt de la face nord du pic, puis, au col de Pousterle, s'insinue et disparaît au sein des assises jurassiques moyennes dominant le cirque de Mortiès. Issu d'une manifestation orogénique tardive, cet accident confère à l'anticlinal du Saint-Loup son style particulier.

L'évolution progressive, à l'Est de Cazevieille, de la couronne frontale du pli correspond à un dispositif chevauchant d'une flèche de près de 500 mètres. La convergence, vers l'Ouest, des assises renversées (Bathono-Argovien), fortement plissotées (Rauracien à Kimméridgien inférieur) ou verticales (dentelles tithoniques de Montferrand), manifestée à l'Est du col de la Pousterle, caractérise l'élément autochtone de ce même flanc nord.

Hormis la disparition du Tithonique (peut-être simplement due à l'érosion, sur la façade frontale de la voûte chevauchante), celle-ci paraît avoir conservé du fait de sa libération de toute amarre, une ordonnance simple. Sa masse se trouve déportée d'environ 500 mètres vers le Nord, tandis que ses assises verticales reposent, par leur tranche, sur le Berriasien, puis sur le Valanginien.

Les assises de la partie basale témoignent de l'écrasement qu'elles ont subi du fait de la translation des masses supérieures, glissant

le long du cisaillement et, de leur emprisonnement à l'intérieur de l'enceinte tithonique de Montferrand. Cette dernière dessine rapidement, vers l'aval, le « fond du bateau » supportant la masse des sédiments néocomiens. Le relèvement d'ensemble de cette unité, vers l'Est, laisse apparaître, le long de la lèvre relevée de la faille de Corconne, deux écailles anticlinales à matériaux tithoniques. Celles-ci présentent, sur leurs flancs nord, une pente relativement douce contrastant avec les petits abrupts structuraux qui les limitent vers le Sud et font face à la masse surplombante du Saint-Loup.

Les matériaux crétacés.

Les assises crétacées, qui se sont trouvées incorporées à l'édifice structural du Saint-Loup, en ont, certainement jadis, recouvert la zone sommitale. L'érosion, qui a alimenté les dépôts détritiques environnants, depuis l'Eocène supérieur, n'a laissé subsister ces éléments superficiels de la couverture que dans des zones basses, au pied du talus structural. Deux longues ondulations parcourent ces matériaux crétacés d'Est en Ouest. Elles se développent à partir des deux écailles jurassiques, mentionnées en bordure de la faille de Corconne, et s'ennoyent progressivement à l'Ouest, sous le bassin tertiaire de Saint-Martin-de-Londres. La *plus méridionale de ces ondulations est celle du « Bac »* (petite ferme située à son extrémité occidentale). Proche de la masse jurassique chevauchante, ce petit pli secondaire accuse, par la dissymétrie de ses flancs et la vigueur de ses pendages, la puissance des efforts qui l'ont modelé. Ces actions tangentielles ont partiellement oblitéré l'étroit synclinal à fond lutétien formant sa bordure sud, au pied de la masse culminante du pic.

Beaucoup plus ample, est la ride anticlinale, qui, depuis *l'Est de Mascla,* s'allonge, en s'ennoyant vers « Font Bétou ». Elle se prolonge, à travers le bassin de Saint-Martin-de-Londres, par un bombement très doux, séparant la cuvette proprement dite de Saint-Martin-de-Londres, du flanc nord fortement ridé du Pic Saint-Loup. Les violents pendages, qui affectent les assises proches de l'axe du pli, contrastent avec la douceur du modelé structural, matérialisé sur le flanc nord, par la dalle de l'Hortus. L'assise calcaire, dans laquelle l'érosion a taillé la corniche de l'Hortus, est d'âge valanginien supérieur. Elle est constituée d'une accumulation de débris organiques et de gravelles. Ce faciès est localement connu sous le nom de « calcaire miroitant », son épaisseur atteint en ce point une valeur exceptionnelle, supérieure à cent mètres. De part et d'autre, d'Est en Ouest, de cet épaississement lenticulaire, la puissance du faciès calcaire diminue rapidement au bénéfice de formations plus marneuses. Il semble que les modifications de style, affectant les diverses pièces anatomiques du pli de Font Bétou Mascla, puissent

trouver leur origine dans cette modification de sa carapace. En effet, à hauteur des ruines du château de Vivioures, le Valanginien supérieur ne comporte plus guère qu'une quinzaine de mètres de calcaires miroitants. Cette diminution rapide d'épaisseur du faciès rigide s'accompagne, dans cette direction, d'un redressement rapide des pendages. C'est sur la tranche des bancs que sont bâties les ruines du vieux château féodal. Au col de Font Bétou, cette assise a perdu sa forte individualité. Elle n'est représentée que par deux passées de quelques mètres de calcaires spathiques, à patine ocre, soulignant l'enveloppe structurale de la vaste combe marneuse de Mascla.

LE CŒUR DU PLI DE SAINT-LOUP

La zone culminante du brachyanticlinal a été l'objet, de la part de l'érosion, d'un important travail de déblaiement. A son emplacement, se développe le vaste cirque elliptique de Mortiès dont l'enceinte est formée par les calcaires siliceux de l'Aalénien-Bajocien ; la continuité de celle-ci n'est interrompue au Sud - Sud-Est que par l'ouverture de la gorge du ruisseau d'Yorgues. Le grand axe de cette dépression est allongé d'Est en Ouest, il mesure environ 1 800 mètres ; le petit axe ne dépasse pas un kilomètre. Presque toute la surface de cette combe épianticlinale est modelée dans les marnes noires, intensément ravinées, du sommet du Lias moyen et supérieur. Ces assises sont coupées de rares lits de nodules calcaires, développés dans le Domérien supérieur, ou de minces bancs de calcaires bitumeux d'âge toarcien inférieur. Roman, en 1905, a donné, de la stratigraphie de ce niveau marneux, une analyse fort documentée. Dans le quart nord-est de ce domaine, se développe une petite colline au relief très mou. Cette éminence supporte la ferme de Mortiès et un bosquet de chênes verts. Elle est constituée de calcaires sinémuriens, lotharingiens et pliensbachiens. Elle occupe la zone sommitale de l'anticlinal. De format également ellipsoïdal, cet élément de coupole est dissymétrique. Vers le Sud, l'inclinaison des bancs n'excède pas 25° ; sur le versant nord, au contraire, ils accusent ces valeurs bien plus élevées, atteignant localement 90°. Le plongement périphérique des bancs, vers l'Est, présente une ordonnance relativement calme et harmonieuse. L'extrémité occidentale se montre, par contre, affectée par une faille transverse, au tracé curviligne. Deux cents mètres au Sud du col de la Pousterle, cet accident, à regard ouest, paraît décaler, vers le Nord, le cisaillement frontal. De direction d'abord Nord-Est - Sud-Ouest, cette fracture s'infléchit vers le Sud. A son intersection avec le noyau calcaire du pli, elle détache, vers l'Ouest, une petite lunule de Lias moyen. Elle va ensuite se perdre dans le talus marneux formant la bordure méridionale de la combe de Mortiès.

Une coupe schématique, Sud-Est - Nord-Ouest, à travers l'axe du pli, et passant à peu de distance de l'angle sud-ouest de la ferme de Mortiès, offrirait la succession suivante :

1° Dans les fossés de la route de Cazevieille, marnes et marno-calcaires.

2° Sur le talus bordant la route au Nord, gros bancs à surface onduleuse, légèrement corrodée, tapissée de gros *Lithoceras fimbriatum* (puissance 2 mètres).

3° Calcaires marneux en bancs de moyenne épaisseur (0,20 à 0,25) et contenant des *Tropidoceras* (puissance 20 mètres).

4° Surface corrodée sans fossiles.

Les assises 1, 2, 3 plongent de 15 à 25° au Sud.

5° Calcaire graveleux siliceux à *Gryphaea cymbium*, *Spiriferina sp.* et *Echioceras sp.* (recueillis par J. Mattei). Ces bancs de calcaires, très durs, dessinent la voûte anticlinale affleurant sur la majeure partie de la colline.

6° Faille à regard nord-ouest.

7° Calcaire marneux, fortement penté vers le Nord, et violemment étiré de puissance visible égale à 4 ou 5 mètres.

8° Surface corrodée.

9° Calcaires et calcaires marneux schisteux, épais de 2 mètres, où J. Mattei a signalé *Deroceras davoei* et *Acantopleuroceras sp.*

10° Calcaires marneux et marnes à petits *Coeloceras* du groupe *ragazoni*.

Cette coupe montre l'importance de la dissymétrie affectant le noyau anticlinal et la valeur des étirements manifestés sur le flanc nord de cet élément.

LE SONDAGE SAINT-LOUP 1

L'Office national des Combustibles liquides a, durant les années 1938 et 1939, fait exécuter un forage dans la combe de Mortiès. L'emplacement de cet ouvrage, encore visible, est situé à 600 mètres au Sud de la ferme, à proximité du point où le ruisseau d'Yorgues encaisse sa gorge dans la carapace bajocienne du flanc sud du pli.

La coupe de ce puits permet de préciser l'allure des éléments architecturaux profonds de cet anticlinal.

Les formations suivantes y ont été rencontrées :

— De 0 à 200 mètres : des marnes noires, à débris de fossiles divers dont des Belemnites — ont été traversées. Ces assises appartiennent au *Domérien supérieur* qui s'étend tout à l'entour. L'étude pétrographique révèle leur teneur en fins quartz détritiques.

— De 200 à 225 mètres : des calcaires noirs, pyriteux, interstratifiés de marnocalcaires finement lités, ont été attribués au *Domérien inférieur*.

— De 225 à 301 mètres : des calcaires noirs, plus ou moins cristallins à leur partie supérieure, insterstratifiés de lits marnocalcaires noirs à la base. Ces bancs recellent des Gryphées. En lame mince, ils se montrent très organogènes : Gastéropodes, textulaires, spicules, radioles d'oursins, débris de test d'Echinodermes divers et de Lamellibranches. C'est, semble-t-il, avec raison, qu'un âge Charmouthien a été assigné à ces calcaires par les géologues de l'O.N.C.L.

— De 301 à 320 mètres : des calcaires noirs siliceux, à grains de quartz, offrant quelques interstratifications de marnocalcaires noirs et attribuables au *Lotharingien*.

— De 320 à 426 mètres : des calcaires graveleux, oolithiques, localement microbréchiques, appartenant certainement au Sinémurien.

— De 426 à 510 mètres : des calcaires noirs siliceux, plus ou moins cristallins, oolithiques par places, alternant avec des calcaires gris à texture grenue de tendance oolithique. La pâte de l'ensemble de ces roches, se montre envahie de nombreux rhomboèdres de dolomie.

— De 510 à 616 mètres : des dolomies grises, jaunâtres, alternant avec des calcaires gris plus ou moins dolomitisés. L'ensemble des terrains traversés entre 426 et 616 mètres, a été attribué au *Sinémurien* et avec doute à l'*Hettangien*.

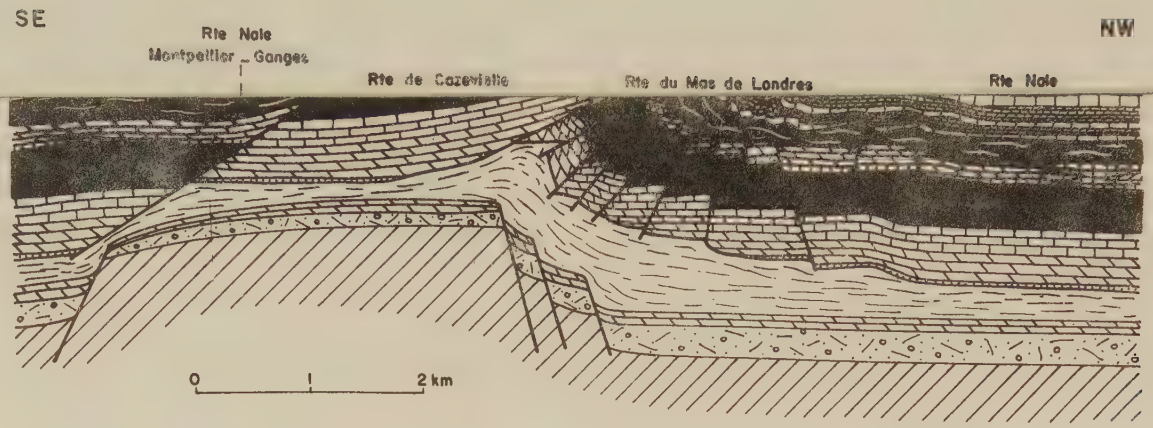
— Entre 616 et 628 mètres : une brèche calcaire d'origine tectonique.

— De 628 à 674 mètres : des calcaires noirs interstratifiés à des lits de marnes noires, charbonneuses. Ces assises se montrent très froissées et parcourues de veines de calcite. En plaque mince, la pâte de ces roches apparaît très riche en débris filamenteux. Il semble que l'on doive rapporter ces calcaires au *Domérien inférieur*.

— De 674 à 694 mètres : des marnes gris foncé un peu verdâtres, passant dans les six derniers mètres, à des marnes et marnocalcaires à gypse ; l'ensemble se montre finement détritique : de nombreux grains de quartz [illegible] disposés dans la pâte du sédiment.

COUPES SÉRIÉES A TRAVERS L'ANTICLINAL DU PIC SAINT-LOUP

(semi-théoriques)



- Oligocène
- Éocène supérieur (poudingues)
- Éocène inférieur
- Valanginien supérieur
- Valanginien marneux
- Berriasien
- Kimmeridgien - Tithonique faciès coralligène
- Rauracien - Séquanien
- Callovo - Argovien
- Bajocien - Bathonien faciès siliceux, faciès dolomitique
- Lias marneux
- Lias calcaire
- Hettangien
- Faille - Contact anormal
- Keuper supérieur - Rhétien
- Keuper
- Muschelkalk supérieur
- Grès bigarrés
- Socle

Planche 13

L'analogie de ce faciès avec le *Domérien supérieur* paraît de nature à en justifier l'attribution à cet étage.

— De 694 à 774 mètres : une alternance de calcaire et marnocalcaire avec des lits de marnes noires. Cette formation, intensément froissée et parcourue d'un réseau de veines de calcite a livré des Belemnites qui ont été rapprochées du genre Palassoteuthis. L'étude de ce calcaire, effectuée sur des sections minces, révèle la texture grenue de leur pâte, l'abondance des spicules et débris d'Ostracodes. Il praît raisonnable d'assigner à cette formation un âge *Charmouthien supérieur ou Domérien Inférieur.*

— De 774 à 978 mètres : des marnes détritiques et glauconieuses, puis des marnes indurées de teinte gris foncé à verdâtre, parcourues de veinules de calcite et parsemées de cristaux de gypse de néo-formation. Des Belemnites et un petit Harpocératidé y ont été observés. Vers la base (942 mètres) des calcaires marneux à pâte granulo-grumeleuse, se montrent très riches en débris de spicules, Foraminifères et Ostracodes. Le *Domérien supérieur* est certainement l'âge le plus plausible de ces marnes ; malheureusement, l'Ammonite, citée dans le rapport de l'O.N.C.L., n'a pu être retrouvée.

— De 978 à 1 119 mètres : une importante récurrence de marnocalcaires et de marnes noires, parcourue de nombreuses veines de calcite, doit encore être rapportée au *Domérien inférieur.* L'étude pétrographique des calcaires a montré une pâte finement grumeleuse à grenue, relativement détritique (grains de quartz) chargée de débris de test d'Echinodermes, Ostracodes, tissus de Spongiaires, spicules et filaments.

— De 1 119 au fond (1 125 mètres) : des marnes détritiques à Bélemnites, débris filamenteux et Foraminifères pyriteux, indiquent une répétition supplémentaire du *Domérien supérieur.*

La succession de ces assises, mise en évidence par ce forage, est normale jusqu'à 616 mètres. Entre ce point et la cote du fond du trou (1 125 mètres) la sonde a pénétré une série d'écailles renversées ou normales, affectant des terrains du Lias moyen. Le chevauchement de la paroi verticale du pic n'est donc pas dû à un phénomène superficiel résultant du déchaussement de la masse calcaire surplombant la vallée du Font Bétou ou de la simple rupture de la dalle du Jurassique terminal. Il paraît, au contraire, à la lumière des faits qui viennent d'être évoqués, devoir son existence à une translation générale de la couverture vers le Nord. Le style architectural se complique, en effet, et prend de la vigueur dans les assises profondes intéressées par le plissement. La planche 13 présente un essai d'interprétation de ces faits.

Tectogenèse.

LES MATERIAUX TERTIAIRES AUREOLANT LE MASSIF JURASSIQUE SONT LES TEMOINS DES DEFORMATIONS

Répartition et faciès.

Le long du flanc sud de Viols-le-Fort et sur la terminaison périanticlinale ouest de ce pli, à côté de Puéchabon, la surface du jurassique supérieur, ravinée et localement encroûtée de Bauxite, s'ennoie sous une épaisse couverture d'âge crétacé terminal eocène.

La base locale de cette série est constituée de grès et de marnes rutilantes associées à des marnocalcaires onduleux ou pisolithiques. Ce complexe détritique, peut être, attribuable, en partie, au Crétacé terminal (Dreyfuss, 1938) est développé dans tout le *sillon de Saint-Paul-et-Valmalle* où il dépasse 300 mètres d'épaisseur. Il devrait avoir, en direction du Nord, une extension très limitée, phénomène que paraît traduire son amincissement rapide. Vers l'Est - Nord-Est, il accuse, également, une très nette diminution d'épaisseur. Entre Combaillaux et les Matelles, son biseau transgressif recouvre faiblement celui du Néocomien dont la nature et l'orientation opposées viennent d'être évoquées.

Succédant à une première phase de comblement terrigène relativement localisée, les temps lutétiens ont vu l'extension du bassin lacustre de Saint-Paul-et-Valmalle à un domaine fort étalé vers le Nord-Est. Il englobait, alors, le Saint-Loup, le synclinal, de Saint-Martin-de-Londres et celui de Valflaunès. A cette période, se sont accumulés des sédiments calcaires ou calcaréomarneux dont l'épaisseur décroît du Sud-Ouest, où ils accusent près de 300 mètres, vers le Nord-Est, où ils n'excèdent pas cinquante mètres. Aucune formation détritique ne marque l'approche du massif anticlinal. D'une façon générale d'ailleurs, sur l'ensemble de l'aire envisagée, la transgressivité de ce Lutétien sur le Jurassique ou le Crétacé n'est pas accompagnée d'horizons conglomératiques. Sur le versant nord du massif, il forme un cordon presque continu d'affleurements. Entre Cazarils et Font-Betou, ses dépôts s'enlèvent en l'air, au-dessus de la combe épianticlinale de Mascla. Sur le flanc sud-est, le long du compartiment affaissé de la faille de Corconne, un couloir valanginien sépare la cuvette tertiaire de Valflaunès du synclinal de Saint-Gely-les-Matelles.

Dans les divers synclinaux de Saint-Gely, Valflaunès et Saint-Martin-de-Londres, les assises lutétiennes sont recouvertes, en discordance, par les dépôts détritiques de l'Eocène supérieur. Les

importantes variations de faciès et de puissance, que subissent ces dépôts, confèrent, aux différentes cuvettes synclinales, le caractère de petits bassins individuels. Ils témoignent, ainsi, de la différence d'échelle des cadres ayant présidé à leur sédimentation et de ceux ayant réglé la configuration des horizons précédents. Ils doivent leur origine à l'érosion des reliefs créés par l'orogenèse du Massif.

Les discordances observées dans les sédiments tertiaires du flanc nord du complexe structural Saint-Loup - Viols-le-Fort. — Les phases de plissement.

M. Dreyfuss et moi-même avons donné, dans une note à la Société géologique de France (M. Dreyfuss, 1947) une analyse de ces discordances.

La phase antélutétienne.

Roman (1897-1905), a noté la transgressivité du Lutétien sur divers termes du Néocomien et du Jurassique supérieur des bordures occidentales du bassin de Saint-Martin-de-Londres. Plus tard Goguel (1938) a insisté sur l'importance de ce phénomène. A l'échelle régionale, cette transgressivité s'établit sur la troncature d'un dispositif « paléomonoclinal », nord-sud, de matériaux mésozoïques. Cette disposition s'accompagne d'une discordance angulaire d'une valeur moyenne de 15°.

Dreyfuss et moi-même (1947) avons signalé la valeur locale de cette discordance. La figure 2 de notre article met en évidence la direction nord-sud de la transgressivité et de la discordance de ce Lutétien sur le flanc nord du Saint-Loup. Ce phénomène est particulièrement net entre les deux flancs du petit anticlinal de la ferme du Bac.

Dans le synclinal, qui sépare ce petit pli de la terminaison périanticlinale de Font Betou, le Lutétien repose sur une vingtaine de mètres de marnes supérieures au calcaire miroitant. Sur la zone sommitale est de l'anticlinal de Mascla, et dans la gouttière qui sépare cette ride du talus structural du flanc nord du Saint-Loup, le Lutétien repose directement sur les bancs supérieurs du calcaire miroitant. Il s'appuie, d'abord, en discordance angulaire relativement faible, puis sur la tranche même de ces bancs crétacés intensément plissés. Le flanc sud de la gouttière est renversé et penté à 70° vers le Sud.

Si l'on construit la figure de la discordance, en réduisant à l'horizontale le contact de transgression, on constate que sa valeur angulaire croît rapidement dans l'étroite bande de l'anticlinal du « Bac ».

Ce fait conduit à penser, qu'à l'époque précédant immédiatement le dépôt des sédiments lutétiens, le plan monoclinal régional était accidenté d'une flexure orthogonale à son inclinaison. Cette flexure se situait à l'emplacement du flanc nord du Saint-Loup.

La phase postlutétienne.

La différence d'échelle du bassin lutétien et des bassins éocènes supérieurs résiduels a été évoquée précédemment. Cette importante modification des conditions paléogéographiques permet de localiser, dans le temps, la première phase orogénique importante du massif.

Au cœur des replis éocènes du front nord, il ne paraît pas y avoir de discordance angulaire entre le Lutétien calcaire ou calcaréomarneux et le complexe argilo détrique de l'Eocène supérieur. Il est, donc, permis de penser que, durant la fin de l'Eocène moyen, la disposition de cet élément structural ne s'est pas trouvée modifiée.

Le faciès détritique du sédiment, la distribution et la nature des galets qui le constituent confirment cependant l'existence d'une zone haute vers le Sud sur l'emplacement de l'axe du pli.

Essentiellement constitué de conglomérats à gros éléments le long de la bordure méridionale et orientale du bassin de Saint-Martin-de-Londres, l'Eocène supérieur devient progressivement argileux vers l'Ouest et le Nord. L'usure des éléments des conglomérats augmente également vers l'Ouest et le Nord, tandis que la dimension des galets diminue dans les mêmes directions.

C'est donc, au pied septentrional du Saint-Loup, que les matériaux détritiques sont les plus abondants et les plus grossiers. Il s'agit, en quelque sorte, d'un épandage de piedmont ayant subi un très faible transport. Les éléments paraissent encore groupés selon leur origine et répartis à proximité relative des affleurements qui leur ont donné naissance.

Ce volume de matériaux détritiques et son faible transport paraissent indiquer, qu'à l'Eocène supérieur, le Saint-Loup avait un versant nord relativement raide, plus accusé que le versant sud, dont les matériaux résiduels, accumulés dans le synclinal de Saint-Gely-du-Fesc-les-Matelles, se montrent beaucoup plus roulés. L'amenuisement du caractère conglomératique, en direction de la ferme du Bouis, pourrait être interprété comme le signe d'un exhaussement plus grand de la culmination du Saint-Loup que de celle de Viols-le-Fort.

L'assortiment des galets est limité aux termes allant du Tithonique au Lutétien. Il témoigne du travail encore peu important de l'érosion. On peut, ainsi, admettre que des torrents conséquents drai-

naient alors, vers le Nord, les produits de démantèlement d'une croupe calcaire, à cœur tithonique, c'est-à-dire que la physionomie d'ensemble du pli était, encore, très différente de ce qu'elle est aujourd'hui.

La phase antéoligocène.

L'ensemble des dépôts éocènes du bassin de Saint-Martin-de-Londres est recouvert par une formation de marnes et de calcaires poreux à Potamides aporoschéma, d'âge oligocène. Ces assises lagunolacustres sont localement transgressives et discordantes sur leur substratum. De telles figures de discordance sont visibles le long des bordures sud-ouest et ouest du bassin. La valeur angulaire de cette discontinuité stratigraphique atteint, par endroits, quarante-cinq degrés, notamment à l'Est de la ferme de Bouis. La période d'abrasion qui a modelé le paysage, ayant servi de cadre aux dépôts lacustres de l'Oligocène inférieur, a été précédée d'une phase tectonique. Durant cette phase, les matériaux détritiques de l'Eocène supérieur ont été redressés très fortement au front de la culmination de Viols-le-Fort. Ce phénomène témoigne vraisemblablement de la première individualisation du brachyanticlinal de Viols. La pente structurale du versant septentrional de ce dernier devait aux environs de la ferme du Bouis être voisine de quarante-cinq degrés.

L'absence de tout témoin oligocène, au pied de la culmination du Saint-Loup, ne permet pas de suivre, avec précision, l'évolution architecturale de cette dernière. Par analogie avec les faits observés, plus à l'Ouest et déjà évoqués, il semble permis de penser qu'un important redressement du flanc nord du pli ait dû se manifester à la fin de l'Eocène supérieur.

Les reliefs issus de cette manifestation orogénique, devaient être de faible importance. Leur aplaniss ment était pratiquement achevé avant le dépôt des calcaires à Potamides aporoschéma dont la sédimentation n'offre pas d'épisode détritique. Le drainage des déblais de cet aplanissement ne s'est pas effectué en direction du bassin de Saint-Martin-de-Londres qui ne recelle aucune formation conglomératique datant de cette époque. Ce transport a dû se développer en direction de la zone synclinale méridionale dont la subsidence était facilitée par le jeu répété durant tout l'Oligocène du réseau de la faille des Matelles.

Ce fait paraît être l'indice local d'une inversion du pendage régional. Dirigée vers le Nord, durant la première partie tertiaire, *l'inclinaison d'ensemble de la surface topographique se serait orientée vers le Sud, au début des temps oligocènes.*

Une légère contre-pente devait toutefois se manifester encore

au Nord de l'emplacement de la ride du Saint-Loup - Viols-le-Fort. Cette contre-pente aurait permis une certaine individualisation de la cuvette de Saint-Martin-de-Londres. Celle-ci se manifeste par le développement d'une subsidence marquée des horizons à Potamides aporoschéma, au Nord de Saint-Martin-de-Londres (25 à 30 mètres), tandis que la puissance de ces assises demeure inférieure à 5 mètres en bordure du massif, au Sud de Mas-de-Londres.

Postérieurement au dépôt des calcaires de base de l'Oligocène, la pente régionale ne s'est pas modifiée mais la ride de Viols-le-Fort - Saint-Loup a subi un net exhaussement.

Ces dispositions sont attestées par :

a) La nature marnogréseuse des sédiments constituant l'assise moyenne de l'Oligocène. Les éléments quartzeux relativement bien classés ne peuvent provenir que de la bordure triasique des Cévennes ou des arènes d'altérations des masses granitiques de ce même massif.

b) La puissance croissante de cette assise, depuis le Nord du bassin de Saint-Martin-de-Londres (25 à 30 mètres) vers la lisière méridionale de la cuvette où elle atteint une soixantaine de mètres, au Sud du Mas-de-Londres.

Cette subsidence des assises marnogréseuses, en bordure septentrionale du plis du Saint-Loup est peut-être responsable du dérapage, vers le Nord, de la masse sédimentaire, située à l'Est du décrochement du Mazet. La manifestation tardive de ce dernier, dans les assises tertiaires, a déjà été évoquée. Elle sera examinée avec plus de détails au cours de l'étude du pli de Montpellier.

Le cycle oligocène se termine, au sein du synclinal de Saint-Martin-de-Londres par un épisode marnoconglomératique encore riche d'enseignement. Cette formation est essentiellement constituée par un poudingue affleurant en trois points.

a) Au Nord de la ride Font-Bétou-Alègre, à l'Ouest de la Borie ;

b) Au Sud de cette ondulation, dans la région de Mas-de-Londres ainsi que

c) plus à l'Ouest, entre Bouis et la Liquière.

Ce poudingue, légèrement discordant sur son substratum marnogréseux, au Sud de Mas-de-Londres, est nettement polygénique. Ses éléments sont bien roulés, leur taille, à peu près constante, ne dépasse guère cinq centimètres de diamètre. Un ciment marnogréseux empâte des galets variés dont l'origine peut être relativement proche : calcaires lutétiens, néocomiens, jurassiques, ou plus lointains : dragées de quartz et phtanites paléozoïques. Parmi les éléments jurassiques, les chailles bajociennes sont localement abon-

dantes. L'arrondi des galets, leur variété, leur calibrage, la nature gréseuse de leur ciment, permettent de supposer qu'ils ont subi un transport non négligeable et qu'ils sont de provenance nordique : bordure septentrionale du bassin oligocène et bordure des Cévennes. Ces conglomérats ne trahissent nullement la présenc d'un relief dans la zone correspondante du pli du Saint-Loup - Viols-le-Fort.

Les phases postoligocènes.

Quand donc le massif jurassique a-t-il acquis l'orographie vigoureuse qui le caractérise de nos jours ? Certainement à une époque postérieure aux ultimes dépôts oligocènes, nettement pentés vers le Nord, au Sud de Mas-de-Londres.

Il est vraisemblable que l'orogenèse s'est poursuivie durant tout le Néogène et peut-être même pendant les temps quaternaires.

Diverses observations concourent à confirmer cette proposition :

a) Le décrochement du Mazet, Saint-Paul et Valmalle a manifestement rejoué dans le sens vertical après le dépôt des assises miocènes de Vailhauqués et de Montarnaud. Celles-ci se montrent en effet légèrement pentées ;

b) La couverture miocène du pli de Montpellier se trouve d'autre part engagée dans une tectonique qui lui est postérieure ;

c) La disparition des surfaces d'aplanissement à l'approche de la culmination du Saint-Loup ;

d) L'absence de produits de démantèlement locaux parmi les galets résiduels de l'épandage pliocène recouvrant certaines de ces surfaces ;

e) La présence d'accumulations importantes de tels matériaux, d'âge incertain, miocène à quaternaire, au pied septentrional de l'abrupt frontal.

L'un de ces éboulis ou « écroulis » couronne la cote 307. Cette colline est située entre les routes nationales menant de Saint-Martin-de Londres à Viols et à Montpellier. Une masse de roches presque en totalité tithoniques et disposées en blocs de dimensions variant de quelques centimètres à plus d'un mètre de diamètre, forme là un entablement allongé d'Est en Ouest. Cette brèche, très cimentée, ne présente aucune trace de friction et repose en discordance très nette sur les assises marnodétritiques de l'éocène supérieur. Elle constitue une butte témoin, aujourd'hui distante d'au moins 400 mètres du front jurassique, dont elle est séparée par une dépression creusée dans les marnes de l'Eocène supérieur.

Beaucoup plus à l'Est, un couloir d'éboulis encombre un ravin creusé dans le Néocomien, au Sud de la ferme du Bac, au pied du massif jurassique.

Plus à l'Est encore, une frange d'éboulis, non cimentés et composés d'éléments de toute taille, se développe à la base de la haute falaise entaillée sur la face nord du Pic.

LES DONNEES GRAVIMETRIQUES ET L'INTERPRETATION TECTOGENETIQUE PROFONDE DU MASSIF SAINT-LOUP - VIOLS-LE-FORT

Une campagne de mesures gramimétriques a été entreprise en 1945-1946 par la Compagnie générale de Géophysique pour le compte de la Société nationale des Pétroles du Languedoc méditerranéen (ancienne dénomination de la Compagnie d'Exploitation Pétrolière). Les mesures ont couvert l'ensemble de la région montpelliéraine.

Sur la carte de « l'anomalie de Bouguer » un certain nombre de zones « lourdes » (zones d'anomalies positives de g.) occupent une position peu en conformité avec celle de certaines masses anticlinales jurassiques.

C'est, ainsi, que le pli du Saint-Loup - Viols-le-Fort se trouve superposé à une zone relativement légère malgré l'influence de sa puissante carapace calcaire. Un fait curieux est la manifestation d'une masse lourde, développée le long du synclinal bordant la faille des Matelles. Un tel phénomène affecte aussi le fossé de Montbazin-Gigean à la lisière sud-orientale du pli de Montpellier.

Le massif de la Gardiole est, par contre, caractérisé par la coïncidence avec une telle masse lourde. Le forage Gardiole 1 (*cf.* p. 227), a montré que la déformation des matériaux jurassiques de ce pli moulait, sans interposition de Trias, un point haut du socle métamorphique.

Les faits observés à la Gardiole incitent à assimiler les zones lourdes, déjà mentionnées, avec des points hauts du socle. On pourrait, alors, admettre que les anticlinaux du pli de Montpellier et du Saint-Loup se développent parallèlement au bord nord de ces accidents du Tréfonds. La dissymétrie de ces anticlinaux et leur allure chevauchante, vers le Nord, autorisent, semble-t-il, à admettre que leurs axes se trouvent aujourd'hui nettement décalés vers le Nord par rapport à leur position primitive. Il apparaît que ces plis ont pu, à leur origine, se trouver en coïncidence avec ces éventuelles déformations du socle antétriasique. La disharmonie, résultant de ce décalage des axes hauts du socle et de la couverture jurassique, aurait été facilitée par la plasticité du Trias supérieur. Le déficit de

densité, mesuré sur les plis superficiels, trouverait, dans un épais bourrage de masses légères du Trias, une explication possible.

L'axe lourd des Matelles est, par ailleurs, situé à peu près dans le prolongement oriental du vieil axe cambrien de Lodève-Saint-Jean-de-la-Blaquière.

Conclusions.

Il serait, donc, tentant d'imaginer l'existence, sous le bassin mésozoïque, d'une vieille arête de dolomies cambriennes. Durant l'Eocène, au cours des déformations cassantes, dont les matériaux antéhercyniens ont été l'objet, de vastes panneaux en gradins, progressivement relevés vers le Sud, ont dû se développer à travers le domaine languedocien. Le flanc sud de la Montagne Noire et le massif de Monthoumet offrent de semblables dispositions. L'individualisation d'une telle plate-forme a, peut-être, déterminé, sur son bord nord, le développement d'une crête localisée par la configuration de la carapace calcaréodolomitique du Cambrien.

Les matériaux secondaires, d'abord moulés sur l'arête de leur substratum, auraient subi à la fin de cette période de fortes sollicitations à l'écoulement vers la zone basse située plus au Nord. A l'Oligocène, lors de l'inversion des pentes régionales, la présence d'arêtes, accidentant le substratum paléozoïque, a limité l'écoulement de la couverture vers le Sud. Dans ce vaste mouvement de recul depuis la bordure cévenole, un certain volume de roches a pu « s'invaginer » aux pieds du butoir paléozoïque du Saint-Loup sous la lame surplombante du pic. La masse triasico-jurassique de l'anticlinal n'a pu que se cabrer et chevaucher la masse sédimentaire située sur son seul bord libre, vers le Nord. Ainsi, le développement du style tangentiel, matérialisé par la translation relative, vers le Nord, de la masse du Saint-Loup, procéderait de circonstances mécaniques s'exerçant en sens inverse, d'abord du Sud vers le Nord, puis, du Nord, vers le Sud.

CHAPITRE II

LE PAYS NÉOCOMIEN
A L'EST ET AU SUD-EST DE LA FAILLE DE CORCONNE

SOMMAIRE

Généralités.

Les grandes unités structurales.

I. — **Les plis Est-Ouest.**
L'axe de Vaunage - Saint-Loup.
A) *Entre la faille de Corconne et la gouttière de Sommières.*
B) *Au sein de la gouttière de Sommières.*
C) *A l'Est de la gouttière de Sommières.*
Le pli de Saint-Jean-de-Serres.

II. — **Les motifs architecturaux de direction Nord-Est - Sud-Ouest.**
Le dôme de Vaunage.
Le dôme de Lédignan.
Le bois de Paris.

III. — **Les ondulations nord-ouest - sud-est.**

Les matériaux.

I. — **Le Secondaire et le style architectural.**

II. — **Le Tertiaire et l'évolution structurale superficielle.**
L'Eocène.
A) *L'Eocène inférieur* (crétacé terminal pro-parte).
B) *L'Eocène moyen.*
C) *L'Eocène supérieur.*
L'Oligocène.
A) *L'Oligocène inférieur.*
B) *L'Oligocène supérieur.*
Le Miocène.
A) *Le Burdigalien.*
B) *Le Vindobonien.*
Le Pliocène et le Quaternaire.

Conclusions à l'étude de l'évolution du modèle structural.
Interprétation de l'évolution, en profondeur, du style architectural d'après quelques coupes de sondage.

I. — **Sondages de Vaunage.**
II. — **Sondage de Saint-Bauzille-de-Montmel.**

Essai d'interprétation cinématique :
les accidents au voisinage de Prades-le-Lez.

Conclusions.

Généralités.

Cette région occupe la majeure partie de la feuille du Vigan et une moindre partie du quart nord-est de la feuille de Montpellier. Les grands traits structuraux superficiels en sont connus depuis longtemps. Les quelques auteurs qui ont eu à traiter de la tectonique languedocienne se sont plu à souligner l'ampleur et le calme des déformations qui s'y développent. Ils ont, également, mis l'accent sur l'importance du système de fracture décomposant cet édifice en gradins successivement relevés vers le Nord-Ouest ou plus rarement disposés en touches de piano. L'analogie de ce domaine avec celui des garrigues de Lussan a été plusieurs fois citée. Les auteurs de la deuxième édition des Feuilles du Vigan et de Montpellier, de la carte géologique au 1/80 000e, ainsi que les géologues de la S.N.P. L.M. se sont attachés, pendant plusieurs années, à carter avec précision les ondulations qui le parcourent et à mettre en évidence leur image structurale superficielle.

Le manque de vigueur du style architectural des affleurements est certainement la raison majeure, qui a détourné, de cette région, l'intérêt des tectoniciens. Une telle désaffection n'est peut-être pas entièrement justifiée.

Les grandes unités structurales.

LES PLIS EST-OUEST

L'unité de ces longues rides, d'âge postérieur au Lutétien, a été rompue par le développement de la tectonique orthogonale, instaurée

plus tardivement. Leurs éléments, fragmentés, participent isolément à la constitution du puzzle structural actuel.

L'Axe de Vaunage - Saint-Loup.

Il semble, toutefois, que les motifs structuraux divers, alignés sur le parallèle unissant le Saint-Loup à la région de Vaunage, aient jadis appartenu à un seul et même complexe.

Entre la faille de Corconne et la gouttière de Sommières.

Au pied de la faille de Corconne, entre Valflaunès, au Nord, et Saint-Mathieu au Sud, les calcaires du Valanginien supérieur dessinent la terminaison périanticlinale est effondrée de l'axe de Font-Bétou. Immédiatement au Nord de Tréviers, ces calcaires du Valanginien supérieur décrivent, symétriquement à l'ennoyage du Saint-Loup sous le synclinal de Saint-Mathieu, le plongement de la longue et complexe ride qui se développe vers l'Est, en direction de Saint-Clément et Garrigues, en bordure occidentale du sillon de Sommières. Sa crête est jalonnée par une série de petits pointements jurassiques. Les cuvettes perchées de Cecèles, et de la cote 278 au Nord de Saint-Bauzille-de-Montmel, doivent leur relief à leur armature de calcaires valanginiens. Elles témoignent, par leur alignement, de la continuité de la ride dont elles représentent, aujourd'hui, des fragments isolés.

Plusieurs déformations anticlinales du Néocomien se développent plus au Sud. Leurs contours sont toujours soulignés par la dalle valanginienne :

a) Une toute petite digitation individualisée à la lisière méridionale de l'agglomération de Saint-Bauzille, représente un simple diverticule du dôme de Montaud ;

b) Le demi-dôme de Montaud interrompu vers l'Est par la gouttière de Sommières ;

c) L'anticlinal de Guzargues - Bonnières localisé au Nord de Castries.

Au sein de la gouttière de Sommières.

A l'Est de Saint-Jean-de-Corniès, entre Saint-Hilaire et Beaulieu, un petit pointement anticlinal émerge de l'épandage tertiaire sous forme d'un nez plongeant vers l'Ouest.

A l'Est de la gouttière de Sommières.

La masse anticlinale de la Vaunage apparaît comme un anti-

clinorium limité à l'Est - Sud-Est par l'effondrement du fossé de Vistrenque.

Du Sud au Nord s'individualisent successivement :

1° L'anticlinal d'Aigues-Vives, dont la zone d'ennoyage occidentale sous le bassin de Sommières affleure largement l'axe du pli, paraît s'aligner sur celui de Saint-Hilaire, déjà cité.

2° Le synclinal d'Aubais-Uchaud dont le relief perché culmine à 95 mètres, à l'Ouest de Lorieux.

3° L'anticlinal de Congenies dont le cœur, évidé en une vaste combe, abrite un important alluvionnement couvert de vignobles.

4° Le synclinal de Calvisson symétrique de celui d'Aubais.

5° L'anticlinal de Nages-Milhaud.

6° Le synclinal perché de Saint-Dionisy-la-Liquière.

7° Le très vaste anticlinal de Caveirac-Maruéjols dont la combe épianticlinale constitue l'essentiel de la plaine de Vaunage et dont le flanc nord, fortement penté, peut fournir une image de l'architecture qui devait, durant l'Eocène supérieur, caractériser le Saint-Loup.

8° La petite écaille synclinale longeant la faille est-ouest de Peyreloube.

Toutes ces unités structurales intéressent des affleurements valanginiens et hauteriviens. Leur ossature est, dans sa très grande majorité, assurée par les horizons calcaires de l'Hauterivien supérieur.

Au Nord de l'anticlinorium de Vaunage, se développe un train d'ondulations de même orientation, accidentant le plateau des Garrigues.

9° Le synclinal de Vacqueroles - Nîmes que longe la route de Nîmes à Quissac.

10° L'anticlinal de Nîmes.

11° Le synclinal de Mas-de-Granon (ferme située à la bifurcation des routes de Nîmes à Saint-Flour et de Nîmes à Alès).

12° L'anticlinal du « Camp des Garrigues ».

13° Le synclinal de la Calmette, développé, vers l'Est, jusqu'aux abords de Bezouce sur la route de Nîmes à Remoulins.

14° L'anticlinal de Poulx-Cabrières.

15° Le synclinal d'Argeliers - Saint-Hilaire (au Nord de Remoulins).

16° L'anticlinal de Valiguières.

17° Le synclinal de Saint-Christol-lès-Alès -Pouzilhac, séparant la masse des garrigues de Nîmes de celles de Lussan.

Une dalle urgonienne, d'épaisseur croissante vers le Nord, assure à ces diverses ondulations une armature de plus en plus efficace.

Le pli de Saint-Jean de Serres.

Le vaste dôme subcirculaire dans l'enceinte duquel l'agglomération de Lédignan occupe une situation quelque peu excentrique, est parcouru, dans sa moitié septentrionale, par un pli est-ouest. Ce dernier provoque l'affleurement d'assises berriasiennes selon une aire elliptique très allongée. La vallée du Bay parcourt ce cœur anticlinal parallèlement à son axe. Près de Saint-Jean-de-Serres sur le bord nord de ce bombement elliptique, s'individualise une petite écaille traduisant une certaine disharmonie du subtratum calcaire du Néocomien.

Cette ride Est-Ouest paraît relayer, avec un léger décalage vers le Sud-Est, le pli de Durfort. La portion de ce dôme, effondrée à l'Est de la *faille de Durfort-La Madeleine,* développe sa carapace, en nez plongeant vers l'Est, entre Saint-Martin et Tornac, jusqu'aux abords de la route de Quissac à Anduze.

LES MOTIFS ARCHITECTURAUX DE DIRECTION NORD-EST - SUD-OUEST

Des motifs nord-est - sud-ouest, d'âge oligocène, se sont développés aux dépens des éléments architecturaux est-ouest, précédemment édifiés. Plusieurs objets géologiques, d'ordre majeur, compartimentent ou limitent ce domaine. Ce sont d'Ouest en Est :

a) Le synclinal courant au pied de la faille de Corconne, de Saint-Christol-lès-Alès, jusqu'à Montarnaud, par Sauve-Liouc-Valflaunès - Saint-Mathieu et les Matelles.

b) Le vaste sillon de Saint-Chaptes - Sommières au contour onduleux, s'insinuant entre les masses anticlinales de Lédignan et de Vaunage.

c) Le fossé de Vistrenque, formant la limite sud-est de ce domaine.

Le dome de Vaunage.

Ce vaste bombement doit s'être individualisé à l'oligocène d'une

façon analogue à celle qui a donné naissance à la culmination transverse des garrigues de Lussan.

Un accident nord-est - sud-ouest paraît parcourir obliquement les culminations de Congeniès, Nages et Caveyrac, interrompant le synclinal de Calvisson, vers l'Est et celui de Saint-Dionisy, vers l'Ouest. Il aurait été rencontré par les sondages de Vaunage.

Une autre faille, parallèle à la précédente, effondre le versant oriental de l'anticlinorium. Elle court, depuis le Nord de Vergèze, vers Langlade et Caveirac (*faille de Langlade*) et délimite, entre elle et la *faille de Nîmes,* un gradin, qui leur est parallèle.

Le dome de Lédignan.

Cette vaste coupole occupe tout le domaine compris entre les synclinaux de Saint-Christol - Lioux et de Saint-Chaptes - Sommières.

Un long bourrelet anticlinal de direction nord-est - sud-ouest la limite, vers l'Est, du sillon de Saint-Chaptes - Sommières et confère à cet édifice le caractère le plus évident de son architecture. Une gouttière synclinale très plate et parallèle à ce motif se développe entre Cannes, Saint-Théodorit et Braguassargues.

Entre Puéchredon et Châteauroux, le flanc sud-est du dôme est accidenté d'un panneau incliné vers le Nord et dont la crête, en arc de cercle, est dessinée par une série d'affleurements rocheux, d'âge jurassique. Un faisceau de failles nord-sud décompose ce panneau en blocs allongés sensiblement dans la même direction.

La terminaison périanticlinale sud de la coupole brachi-anticlinale est accidentée de failles (*faille de Sardan*) et (*faille de Lecques*) à regard est. Ces fractures, dont le rejet va croissant vers le Sud, se prolongent au-delà de l'ensellement séparant le dôme de Lédignan de l'axe de Saint-Loup - Vaunage.

Le bois de Paris.

On conviendra de nommer, ainsi, un vaste panneau monoclinal, développé au Nord de Garrigues, et de Saint-Bauzille-de-Montmel. Ce panneau doit son existence au prolongement de la faille de Sardan. Celle-ci se bifurque au Sud de Saint-Clément. Ses deux branches enserrant un panneau intermédiaire, épousent un tracé superficiel courbe, et deviennent pratiquement Est-Ouest, à l'Ouest de Garrigues. Des couches berriasiennes et jurassiques affleurent sur la zone sommitale du panneau et se disposent en un vaste croissant dont la concavité est tournée vers le Nord-Ouest.

Une branche détachée de la faille de Corconne au Sud du châ-

teau de Planque, au pied du signal 360, court Nord-Sud à travers le synclinal de Liouc-Valflaunès (*faille de Fenouillet*). Cet accident et ses failles accompagnatrices (*faille de Carnas*), recoupent le système de la faille de Sardan. Elles subdivisent la zone haute du panneau, délimitant entre elles un compartiment relativement moins élevé (compartiment de Carnas).

La prolongation méridionale de la faille de Lecques, cachée sous le Tertiaire du bassin de Sommières, paraît avoir limité l'extension vers l'Ouest du sillon d'Aspères, Buzignargues, Saint-Drezery.

Un relais de la faille de Sardan se manifeste à l'Ouest de Saint-Bauzille-de-Montmel, cet accident complexe (*faille de Saint-Bauzille-de-Montmel*), au tracé également courbe, se greffe sur le versant sud de la terminaison péri-anticlinale ouest du bois de Paris. Il délimite un panneau dont la culmination majeure correspond au massif rocheux de Saint-Croix-de-Quintillargues. A ses pieds se développe le synclinal éocène de Saint-Vincent-de-Barbeyrargues.

Une autre faille de même direction et de même type se développe, plus à l'Ouest de Saint-Croix-de-Quintillargues, toujours sur la terminaison du Bois de Paris. Elle effondre la partie sud orientale du synclinal perché de Cécèles et se prolonge vers le Sud-Ouest, jusqu'aux environs de Grabels. Elle délimite un long panneau dont les affleurements sont presque essentiellement constitués de Berriasien.

Près de Cécèles, au Sud de Tréviers, s'individualise une culmination particulièrement élevée. Elle a permis l'affleurement de calcaires tithoniques constituant le sommet d'une colline allongée. Plus au Sud-Ouest, le long du même accident, la source vauclusienne du Lez s'écoule d'une cavité s'ouvrant dans des calcaires berriasiens. Ces calcaires, légèrement marneux, constituent un relief boisé culminant à 140 mètres, entre Saint-Gely-du-Fesc et Prades-le-Lez.

Vers le Sud-Est, le bassin de Sommières est subdivisé par l'îlot néocomien de Saint-Jean-de-Corniès, déjà évoqué. La limite orientale de ces affleurements crétacés est formée par une faille nord-est - sud-ouest, au pied de laquelle la langue miocène, développée de Castries à Beaulieu, a trouvé abri.

LES ONDULATIONS NORD-OUEST - SUD-EST

L'ensemble des motifs architecturaux de la région du Bois de Paris paraît affecté d'ondulations transversales aux deux directions tectoniques précédemment énoncées et allongées du Nord-Ouest vers le Sud-Est.

C'est ainsi qu'à l'ensellement de Carnas, déjà évoqué, succèdent ceux de :

a) Fontannès, Saint-Bauzille-de-Montmel ;

b) Cécèles, Guzargues, Fontmagne, Valergue, provoquant à son extrémité méridionale l'ennoyage du pli de Montpellier ;

c) Triadou, Assas, Teyran, Vendargues, interrompant la continuité du pli de Montpellier entre le Crés et Vendargues.

Les matériaux.

LE SECONDAIRE ET LE STYLE ARCHITECTURAL

Sur ce vaste territoire, n'affleurent que le Néocomien et la partie supérieure du Jurassique. La nature des assises inférieures au Rauracien n'est connue que grâce aux travaux de forage exécutés en Vaunage et au sondage Saint-Bauzille 1.

Toute la série secondaire (triasique - jurassique et néocomienne) participe à l'édification de ce domaine. Les travaux de terrain et les observations effectuées sur les matériaux extraits des sondages ont mis en évidence :

a) La puissance de la sédimentation ;

b) La rapidité d'évolution, à partir du Nord-Ouest vers l'Est - Sud-Est, de l'ensemble des formations secondaires, vers des faciès plus argileux.

Il est très vraisemblable que, dans la région nîmoise, l'épaisseur des sédiments, déposés entre le Trias et la fin du Néocomien, atteint et peut-être même dépasse six mille mètres. Au sein de cette masse, les calcaires massifs offrent une localisation stratigraphique et un développement comparables à ceux qu'ils présentent dans la zone subalpine. Ces conditions ont motivé l'ampleur et la douceur relative des déformations d'ensemble ; ce caractère contraste vivement avec la vigueur des écailles et extrusions affectant les horizons compétants surtout lorsqu'ils se trouvent localisés près des centres de courbures des plis.

LE TERTIAIRE ET L'EVOLUTION STRUCTURALE SUPERFICIELLE

De belles études sur la stratigraphie des petits bassins tertiaires de cette région ont été publiées par divers auteurs dont Fontaines et Roman (1896-1912).

L'analyse lithologique de ces matériaux tertiaires et de leurs

rapports avec leur substratum mésozoïque, constitue le fondement de nos idées sur l'évolution structurale régionale.

L'Eocène.

L'Eocène inférieur (crétacé terminal pro-parte).

Cette formation marno-gréseuse, à niveaux pisolithiques, est connue et correctement localisée, depuis les travaux de Rouville (1875). Elle est limitée à la lisière méridionale de ce domaine, en bordure du pli de Montpellier. Elle surmonte, normalement, les calcaires miroitants du Valanginien supérieur. *La géométrie régionale de ce contact est celle d'une surface tronquant le glacis monoclinal qui bordait, vers l'Est, les séquelles du massif antéaptien de la Montagne Noire.*

L'Eocène moyen (planche 23).

Les dépôts calcaires et marneux du Lutétien se sont étendus à une vaste zone couvrant la région située au Sud du parallèle de Quissac. La nappe d'eau, qui a, ainsi, transgressé vers le Nord, a recouvert l'ensemble des auréoles, développées du Berriasien à l'Urgonien. *La construction de la carte du substratum mésozoïque des dépôts correspondants esquisse une vaste architecture synclinale s'enfonçant vers le Nord-Est.* La subsidence du fond du bassin tertiaire est, toutefois, moins accusée, en cette région, qu'elle ne l'était, plus à l'Ouest entre les plis de Montpellier et de Viols-le-Fort. Il semble qu'à cette époque un mouvement de bascule vers l'Ouest ait succédé au gauchissement du synclinal à matériaux secondaires. La proximité de reliefs, situés vraisemblablement sur les marges méridionales vers le pli de Montpellier, est d'ailleurs suggérée par le développement lenticulaire de poudingues à éléments crétacés, entre Clapiers - Saint-Geniès-des-Mourgues et Vérargues.

L'Eocène supérieur.

L'Eocène supérieur est, sur l'ensemble de la région envisagée, de nature essentiellement détritique, à sa partie inférieure, argilo-calcaire, à sa partie supérieure. Légèrement transgressifs par rapport à ceux du Lutétien, ses dépôts ne dépassent guère, eux aussi, vers le Nord, le parallèle de Quissac. Ils se développent, il est vrai, à nouveau, comme le Lutétien, sur la bordure septentrionale du bassin d'Uzès-Saint-Chaptes, auréolant le flanc sud des garrigues de Lussan. Vers le Sud-Est, sur le flanc occidental de l'anticlinorium de Vaunage, dans la région de Saint-Sériès, l'Eocène supérieur se montre, également transgressif, par rapport au Lutétien, sur les assises de l'Eocène inférieur. En de nombreux autres points, situés à l'intérieur de cette aire d'extension méridionale de l'Eocène, la continuité de la couverture lutétienne paraît avoir été interrompue

avant le dépôt des poudingues susjacents. Celle-ci se montre, en effet, décomposée en petites cuvettes allongées d'Est en Ouest, et isolées sous les conglomérats. De tels faits son observables à proximité de Valflaunès, à l'Ouest de Saint-Mamert et ainsi qu'entre Lecques et Combas.

Il semble, donc, que la zone basse, au sein de laquelle s'étaient déposés les sédiments lutétiens, ait été gauchie, exondée et partiellement arasée, avant l'épandage des conglomérats de l'Eocène supérieur. L'exhaussement de la région de Lédignan a isolé une aire septentrionale, bordant les garrigues de Lussan, d'un vaste synclinorium couvrant la majeure partie du domaine néocomien vers le Sud.

— *Le terme ultime de la sédimentation éocène,* correspond à une formation marneuse connue sous le nom de *marnes* à *Paleotherium.* Ce Ludien des auteurs se montre transgressif sur la périphérie de l'aire d'extension du « conglomérat bartonien ». Des figures d'érosion antérieures au dépôt de cet Eocène terminal sont observables en bordure orientale du synclinal de Liouc et sur le flanc Ouest du bassin de Saint-Mamert. Leur symétrie laisserait supposer à première vue, l'existence d'une cuvette, développée durant tout l'Eocène supérieur, à l'emplacement de la moitié méridionale du dôme de Lédignan. La transgression des marnes à Paleotherium sur le Barrémien à Lecques et sur le Barrémien moyen et inférieur du hameau de Quillan, peu à l'Est de Sardan, indique, toutefois, l'individualisation, en ce point [1], d'une zone haute, persistant depuis la fin du Lutétien. La disparition, en biseau, de l'Urgonien sous la gouttière tertiaire de Saint-Mamert - Sommières paraît avoir acquis sa géométrie actuelle avant le Ludien (affleurement du Luquier). Cette figure d'érosion du flanc ouest du dôme de Vaunage daterait, donc vraisemblablement, du début de l'Eocène supérieur.

— *La nature des poudingues bartoniens,* fournit quelques éléments d'appréciation sur la valeur de l'érosion et l'orientation des pentes régionales.

Très grossiers à leur base, ces conglomérats se montrent, d'abord, composés d'éléments presque exclusivement néocomiens, tandis qu'à leur partie supérieure, de très nombreux galets de Jurassique se trouvent mélangés aux autres éléments détritiques. Il est probable que ces matériaux jurassiques, surtout abondants dans les dépôts méridionaux, proviennent du démantèlement du pli de Montpellier et localement du Saint-Loup ou de la couverture des Cévennes aujourd'hui érodée.

(1) Du Barrémien moyen connu plus au Nord, à Sérignac, permet de circonscrire cette culmination ancienne.

La présence, dans leur ciment, d'éléments quartzeux jusque sur les rives méridionales du bassin, dans la région de Lunel, ne peut guère traduire que l'érosion soit de matériaux granitiques, soit d'assises détritiques d'âge triasique ou crétacé supérieur. *La provenance de ces matériaux, connus au Sud du haut fond de Lédignan, doit, semble-t-il, être recherchée dans les éléments de couverture nord pyrénéenne, jadis développée sur l'emplacement actuel du golfe du Lion.*

L'Oligocène.

Une vaste nappe d'eau paraît avoir noyé le paysage modelé au cours de l'Eocène ; *les dépôts calcaires, qui en sont issus, reposent sur diverses formations antérieures, échelonnées du Ludien à l'Hauterivien.*

L'Oligocène inférieur.

Il est localisé le long des deux bandes synclinales de Liouc et de Saint-Chaptes - Sommières. En face de Liouc, se manifeste la transgressivité des calcaires en plaquettes à *Potamides aporoschema*, sur le bord occidental de la gouttière. Ils débordent, là, la bande des assises éocènes et barrémiennes pour venir reposer sur l'Hauterivien. Ce phénomène de transgressivité à l'échelle régionale se manifeste sur les deux bords de la cuvette ; vers l'extrémité méridionale de celle-ci, il est, toutefois, moins accusé. Les bords de la route nationale de Montpellier à Quissac montrent le contact des calcaires oligocènes, non pas avec l'Hauterivien, mais avec le Barrémien.

Dans le synclinal de Sommières - Saint-Chaptes, la série lacustre de l'Oligocène inférieur comporte plusieurs termes calcaires, supérieurs à l'assise à *Potamides aporoschema* et admettant, localement, les mêmes épisodes calcaréo-siliceux ou marno-gréseux que dans la région d'Alès. Ces formations sont transgressives, vers le Nord-Est, sur le flanc nord-ouest du dôme de Vaunage.

L'Oligocène supérieur.

La composition lithologique de ces couches, généralement attribuées au Stampien-Aquitanien, est très variable. Elle correspond au développement lenticulaire d'argile, de marnes gréseuses et grès plus ou moins consolidés, de poudingues très polygéniques à ciment marnogréseux, de conglomérats à éléments calcaires assez volumineux et localement peu roulés.

Les affleurements de ces couches détritiques sont limités.

a) Au centre du « bassin de Sommières » (synclinal de Cam-

pagne) entre Salinelles au Nord-Est, et un point situé à 1,500 km environ, au Sud de Busignargues ;

b) A une faible superficie, développée à l'Ouest de Parignargues ;

c) A la majeure partie du synclinal de Saint-Mamert - Saint-Chaptes.

Vers le Sud, aux points *a* et *b*, les marnes et conglomérats occupent sensiblement le centre de la gouttière qui les supporte.

Au Nord de Saint-Mamert, leur développement paraît localisé à l'Est de l'axe du synclinal primitif. Ils recouvrent, en discordance, la lèvre orientale de la cuvette que dessinent les dépôts antérieurs et reposent, orthogonalement à leur direction, sur le Barrémien inférieur et l'Urgonien d'une partie du flanc nord de la Vaunage.

L'étroite limitation du Stampien, à la partie orientale du domaine étudié, traduit, semble-t-il, l'instauration d'une pente régionale, dirigée vers l'Est. Le manque de symétrie du synclinal de Saint-Mamert témoigne du gauchissement probable du dôme de Lédignan contre lequel s'appuie sa lèvre occidentale. Ce gauchissement, responsable du rejet, vers l'Est, de l'axe de la dépression de Saint-Mamert, s'est poursuivi postérieurement aux dépôts des assises détritiques de l'Oligocène terminal.

Le Miocène.

Le Burdigalien.

En effet, la transgression marine, qui, au Burdigalien supérieur, a envahi cette zone déprimée entre les dômes de Vaunage et Lédignan, s'est développée, le long d'une gouttière légèrement oblique à celle qui avait été le siège de la sédimentation oligocène.

Les dépôts calcaréo-marneux et lumachelliques, où abondent des débris de *Pecten* (*Chlamys praescabriuscula Fontannes*), se montrent localisés dans trois cuvettes, échelonnées du Sud-Ouest, vers le Nord-Est.

a) La plus méridionale, d'entre elles, s'étend de Castries vers Beaulieu. De multiples carrières ont été creusées pour l'extraction de la pierre de construction, le grain assez fin de la roche se prêtant assez bien à la taille. Les bancs présentent une faible inclinaison, vers le Sud, jusqu'en bordure immédiate du front du pli de Montpellier, où ils se montrent assez vigoureusement retroussés vers le Nord (Dreysfus 1943) ;

b) La seconde cuvette se développe, de part et d'autre de Sommières, entre Boisseron et Sauvignargues, sur l'emplacement d'une

dépression monoclinale, creusée dans les assises éocènes du versant est du synclinal de Campagne. Egalement exploitée en carrière pour la qualité de sa pierre, cette formation est particulièrement fossilifère à Aujargues, au point où la route de Sommières à Nîmes traverse en tranchée cette agglomération (Bonnet 1948) ;

c) Le troisième affleurement de Burdigalien occupe une surface relativement restreinte au Nord de Montpezat. Un gisement fossilifère est cité par les auteurs de la feuille géologique du Vigan au 1/80 000e, à proximité des Baraques de Montpezat. Ce petit entablement de calcaire coquillier n'occupe qu'une superficie de quelques kilomètres carrés. La nature de ses contacts avec les assises sousjacentes permet de préciser la géométrie de sa discordance. La gouttière miocène paraît être développée, en ce point, sur la bordure occidentale du sillon éocène et oligocène. Des contours fortement indentés limitent, vers le Nord, l'extension du Burdigalien au Sud-Est de Parignargues. Ces assises reposent successivement, vers l'Ouest, sur le complexe détritique de l'Oligocène supérieur, puis sur la tranche des calcaires en plaquettes de l'Oligocène inférieur, ainsi que sur les marnes conglomérats de l'Eocène supérieur ; elles affrontent, enfin, la masse rocheuse urgonienne au pied oriental de la crête de Lens.

Il semble donc, qu'avant la transgression du Burdigalien supérieur, l'évolution des motifs structuraux, d'orientation varisque, ait été terminée et qu'une érosion, aux lignes majeures nord-est - sud-ouest, ait développé une topographie encore partiellement structurale.

La localisation des cuvettes burdigaliennes trahit, cependant, un rejeu tardif des plis de direction Est-Ouest et notamment de la terminaison périanticlinale du pli nord de Vaunage (Clarensac - Saint-Come). Celle-ci supporte, entre Saint-Etienne-d'Escalle et le mas Cagaraulié, un minuscule témoin de l'extension des dépôts burdigaliens.

Le Vindobonien.

Apparemment concordantes sur l'horizon à *Chlamys paescabriuscula*, les assises vindoboniennes présentent une distribution géographique particulière.

Leur coïncidence dans la cuvette de Sommières témoigne de la pérennité de cette dépression. Vers le Sud, toutefois, la transgression helvétienne paraît avoir emprunté une voie d'accès différente de celle de la précédente incursion marine. Une épaisseur considérable (plus de deux cents mètres au sondage d'Aigues-Vives) d'argiles micacées, à faciès schlier, se trouve conservé dans un étroit

chenal, creusé au sein des calcaires valanginiens formant la bordure orientale de la dépression tertiaire. Ces calcaires valanginiens, développés depuis les abords nord de Lunel, dessinent, en direction d'Aubais, une terminaison périanticlinale à plongement nord (Bonnet 1948).

Le chenal vindobonien, jalonné par les localités de Grand-Gallargues - Aigues-Vives - Aubais - Junas, s'allonge sur le versant oriental de cette digitation anticlinale. Les marnes micacées paraissent avoir comblé une gorge subséquente au pli de Lunel. Il est difficile de dire, si cet accident topographique était déjà modelé avant la transgression burdigalienne ou s'il correspond au canal de drainage du bassin tertiaire, creusé durant la courte période régressive, instaurée à la fin du Burdigalien. Aucun dépôt de cet âge ne se montre disposé en bordure du chenal, entre Aubais et Grand-Gallargues. *On peut même supposer que l'invasion helvétienne a noyé, avec une certaine soudaineté, un domaine étroit* (1), *précédemment soumis au seul jeu de l'érosion :* aucun cordon détritique ne paraît souligner des phases stationnaires de cette transgression. D'importantes surfaces taraudées jalonnent l'extension du domaine marin, de part et d'autre du chenal. Entre Aubais et Junas, le développement des sables fossilifères (Bonnet 1948) à *O. crassissima, Lmk.* et *Balamus tintinnabulus, Darvier,* marque peut-être, la proximité de la rive helvétienne. Immédiatement plus au Nord, les assises du Vindobonien terminal se montrent, en effet, directement transgressives sur le Néocomien.

F. Roman (1897 p. 226) avait signalé, sur le versant occidental du plateau de Villevieille, l'existence d'horizons marnocalcaires à faune saumâtre :

Natica cf. hornesi, Tourn.
Corbula sp.
Potamides sp.

A. Bonnet (1948) a pu suivre l'extension de cet horizon helvétien où abondent localement des Cyclas. Celui-ci se développe, vers le Sud, en direction de Junas et au-delà jusqu'à Gavernes. Il couronne les marnes miocènes et représente un épisode de dessalure de la partie distale de cette sorte de Calanque, par un apport d'eaux continentales. Dans la portion méridionale de son extension, cette formation saumâtre s'imbrique vers le haut avec des assises marno-sableuses franchement marines.

(1) Les sondages Lunel-1 et 3, implantés au sud de Grand-Gallargues, ont rencontré, sous le sable plaisancien, des calcaires valanginiens. Ceux-ci devaient constituer des reliefs en bordure du riaz miocène.

Des calcaires lumachelliques couronnent la masse sédimentaire du Vindobonien. Ils constituent l'entablement de Villevieille dominant Sommières et la vallée du Vidourle de plusieurs dizaines de mètres. Ils correspondent à l'ultime phase de comblement du chenal marin.

Le Pliocène et le Quaternaire.

Malgré l'incohérence relative des pendages, observables dans ces assises néogènes, la disposition synclinale de l'ensemble des assises qui le composent, *témoigne d'une légère phase de plissement posthume. Celle-ci ne peut être datée avec précision. Il semble qu'elle soit postérieure à la période d'aplanissement pliocène.* Malheureusement les dépôts de sables de Montpellier, d'âge astien, n'affleurent pas dans cette région. Ils n'ont été rencontrés qu'au cours du sondage Lunel 1, au pied de la falaise crétacée, limitant le domaine mésozoïque de la plaine de Vistre.

La nappe d'épandage de cailloutis villafranchiens n'est elle-même, connue que sur la marge sud-orientale de ce même bâti. Les dénivelées importantes de sa surface de base ont été constatées notamment par A. Bonnet (1948 et 1953). Elles témoignent, semble-t-il, d'un gauchissement postvillafranchien de la morphologie que cet épandage fossilise, et d'un exhaussement relatif de la région située vers le Nord-Ouest. Peut-être, peut-on dater, du même âge, les lambeaux de surface qui tronquent les assises crétacées, formant la carapace du domaine de Vaunage. L'allure anticlinale de la figure, qui groupe ces divers éléments morphologiques, indiquerait dans ce cas un net rejeu postvillafranchien de la structure anticlinale, accidentant ainsi le plan incliné régional établi par le basculement général du pays, vers le Sud-Est, en direction du golfe du Lion.

Le creusement des combes épianticlinales de Vaunage serait postérieur à ce gauchissement postmiocène. Le fond de ces combes se montre empli d'alluvions quaternaires. Celles-ci se trouvent emboîtées dans la surface jadis plane qui régnait au temps pliocène.

Cette phase pléistocène est, vraisemblablement, responsable du gauchissement du flanc méridional du dôme de Lédignan. La rectification du cours de Vidourle selon la pente régionale entre Lecques et Sommières pourrait lui être attribuée. Au-delà de la région flexurée, dans la zone axiale (Quillan), les méandres que ce fleuve étalait dans la plaine villafranchienne se sont, au contraire, encaissés sur place.

Conclusions à l'étude de l'évolution du modèle structural.

Ainsi, peut-on, par l'étude des divers affleurements tertiaires, esquisser le schéma de la structure superficielle de cette région et de son évolution tectonique. Les déformations développées dans ce domaine s'ordonnent selon deux directions majeures, l'une Est-Ouest, l'autre Nord-Est - Sud-Ouest.

La dualité de style qui caractérise cette trame architecturale n'a été acquise qu'après la manifestation épisodique d'influences parfois contraires. Celles-ci se sont échelonnées tout au long du Tertiaire, elles se sont d'abord traduites par des modifications de la pente régionale, puis des gauchissements localisés se sont associés à ces basculements d'ensemble. Dirigée vers l'Est, au début du Tertiaire, l'inclinaison régionale était au lutétien, orientée vers le Nord-Est, pour devenir franchement Nord à l'Eocène supérieur.

Postérieurement à l'Eocène moyen et avant le dépôt du complexe détritique de l'Eocène supérieur, se sont individualisées les premières déformations est-ouest. Ce phénomène coïncide avec la localisation, vers le Sud, d'une ou plusieurs zones hautes, source des épandages argiloconglomératiques fossilisant les témoins de cette première tectogenèse.

A la subsidence de l'Oligocène inférieur, a succédé le rétablissement d'une forte inclinaison vers l'Est. Cette disposition a entraîné, avant le dépôt du Burdigalien, le modelage des motifs architecturaux de direction Nord-Est - Sud-Ouest.

Un rejeu des déformations est-ouest et une érosion consécutive paraissent à l'origine de la localisation étroite des cuvettes helvétiennes.

De légers gauchissements, vraisemblablement pléistocènes, ont apporté les dernières retouches au modelage du paysage structural actuel ; ils témoignent de l'extension à cette région apparemment peu troublée, des phénomènes tectogénétiques récents qui intéressent les contrées circum-méditerranéennes.

Le faible travail accompli par l'érosion, dans tout ce domaine, ne permet pas de dissection anatomique profonde, si bien que, sans le secours de forages, il ne serait guère possible que d'avoir une image plane de l'architecture locale. Malheureusement les sondages effectués sont peu nombreux. Trois d'entre eux ont été exécutés, en Vaunage, à faible distance les uns des autres. Un quatrième a exploré le panneau jurassique surélevé, affleurant entre Sainte-Croix-de-Quintillargues et Saint-Bauzille-de-Montmel, à une vingtaine de kilomètres à l'Ouest - Nord-Ouest des trois premiers. Les sondages Vaunage 1 et 2, ainsi que Saint-Bauzille 1, ont mis en évidence l'exis-

tence de phénomènes tangentiels non négligeables au sein de la masse mésozoïque qu'ils ont traversée.

Interprétation de l'évolution, en profondeur, du style architectural d'après quelques coupes de sondage.

SONDAGES DE VAUNAGE

Y. Jullian (1949) a étudié en grand détail les matériaux provenant des sondages de Vaunage. La fréquence des failles, affectant la zone centrale de l'anticlinal, ainsi que la valeur et la géométrie de leur rejet ont particulièrement intéressé cet auteur. Il a notamment souligné :

— A Vaunage 1, le passage d'une faille vers 600 mètres, cet accident est accompagné d'une flexure, provoquant de forts pendages (50 à 60°) et des étirements de couches, entre 600 et 1 010 mètres.

Quelques petites failles inverses ont, également, été notées vers 1900. Elles provoquent la répétition de faibles ensembles sédimentaires, d'âge argovien.

— A Vaunage 2, l'existence d'une faille inverse dont le rejet est voisin de 300 mètres : cette fracture, traversée à 1 668 m affecte la série calcaire et marneuse du Séquano-Kimméridgien.

L'azimut des assises, traversées à Vaunage 1, pendant les cinq cents premiers mètres est de 197°, c'est-à-dire Sud - Sud-Ouest. Leur pente accuse une faible valeur : 4°. Des couches flexurées, de la zone 600 à 1 000 mètres, présentent une pente dont la direction est 320°, soit Nord - Nord-Ouest. Ces faits, démontrent donc l'allure dissymétrique et déjetée, vers le Nord, du pli de Vaunage, en profondeur.

L'inclinaison des assises traversées à Vaunage 2 est relativement modeste, 14° entre 880 et 930 mètres, leur azimut est franchement Sud-Est (140°). Les différentes valeurs de pente affectant le mésozoïque décroissent pour s'annuler au voisinage de 1 600 mètres. Il est donc vraisemblable que le sondage a traversé le cortex du versant méridional d'un pli fortement dissymétrique et poussé vers le Nord. Au fur et à mesure de l'approfondissement, la sonde se rapprochait de l'axe incliné du pli. Le fait que le contact anormal a été traversé au sein de couches horizontales, témoigne d'un style « intercutané » fortement écaillé.

L'alignement des sondages Vaunage 1, Vaunage 2, selon une ligne nord-est - sud-ouest, voisine de celle de l'horizontale des couches, ainsi que l'égale valeur des rejets des accidents majeurs tra-

versés dans ces deux points, incitent à admettre la possibilité de confondre ces deux fractures en une seule. La géométrie du plan de faille se modifierait selon la portion de l'édifice structural qu'elle affecte.

Le cœur du pli de Vaunage n'aurait donc pas en profondeur l'allure d'une voûte régulière. Comme le pli du Saint-Loup, il se montrerait décomposé, obliquement à la direction pyrénéenne, en multiples panneaux par des fractures parallèles à la faille de Nîmes. L'une de ces failles, passant par les sondages 1 et 2, présenterait un regard ouest différent de celui généralement offert (Est) par les accidents de la même famille. Des poussées tangentielles, engendrées dans la masse sédimentaire, auraient provoqué le déversement du plan de faille vers le Nord-Ouest. L'appréciation du sens de la poussée qui a engendré ce phénomène est certainement délicate.

La connaissance de la direction de la pente régionale, à l'époque où se sont individualisées les failles nord-est - sud-ouest, permet semble-t-il de penser que cette poussée était dirigée du Nord-Ouest vers le Sud-Est, le compartiment nord-ouest affaissé s'est donc, en quelque sorte, invaginé à la base du talus structural déterminé par une manifestation précoce de l'accident.

SONDAGE DE SAINT-BAUZILLE-DE-MONTMEL

Le petit massif de Sainte-Croix-de-Quintillargues présente une disposition d'ensemble monoclinale. Les assises intéressées par ces affleurements s'étagent du Rauracien au Tithonique et se montrent inclinées vers l'Ouest. Ce relief calcaire est limité, vers l'Est, par la faille de Saint-Bauzille-de-Montmel, au tracé curviligne, qui enveloppe la structure vers le Sud-Est et se poursuit dans cette direction à travers le paysage crétacé environnant. Le regard de la faille est orienté vers l'Est, son inclinaison varie de valeur dans des proportions assez notables (25 à 90° Est). Ce plan de discontinuité se montre accompagné, de part et d'autre, par de larges crochons symétriques, conférant au « chicot » jurassique une vague allure anticlinale. L'ennoyage structural, vers le Sud, est facilité par l'obliquité des directions de la faille et des couches. Le massif se termine en « sifflet » vers le Sud, tandis que sa carapace tithonique plonge périanticlinalement vers le Nord, en épousant un contour polyédrique.

Vers l'Ouest, le contact jurassique-crétacé, est accidenté, pratiquement sur toute sa longueur, par une succession d'étirements ou de fractures. Comme la plupart des affleurements jurassiques de ce domaine, le pointement dont l'image vient d'être rapidement esquissée paraît affecté d'un style quelque peu extrusif.

Les pentes orientales de ce relief témoignent, par leur vigueur

du jeu récent de l'érosion. Celle-ci se développe aux dépens des calcaires marneux de Séquanien formant talus sous la corniche du Kimméridgien-Portlandien.

Le sondage Saint-Bauzille 1 a été implanté sur le versant oriental de la montagne et légèrement sur le flanc structural occidental, à quelques mètres de l'axe du crochon anticlinal bordier. Il a débuté dans les calcaires du Rauracien et a poursuivi sa progression à travers une série relativement voisine de celle affleurant au sein de la masse anticlinale du Saint-Loup :

330 *mètres d'Oxfordien :*

275 mètres d'Argovo-Rauracien : calcaire sublithographique ;
50 mètres d'Argovien inférieur-Divésien : marnes ;
5 mètres de calcaire marneux glauconieux Divésien inférieur Callovien supérieur ;

155 *mètres Callovien :*

10 mètres de calcaire légèrement marneux attribuable au Callovien supérieur.
145 mètres de marnocalcaire et calcaire marneux dont le « microfaciès » se montre riche en débris filamenteux. Cette formation, au sein de laquelle des carottes ont permis de recueillir des fossiles du Callovien inférieur, entre 412 et 421, doit représenter l'essentiel des dépôts calloviens et peut-être, partiellement, le Bathonien terminal.

123 *mètres de Bathonien :*

20 mètres de calcaire oolithique et graveleux, à plages dolomitiques et grands cristaux de quartz bi-pyramidés.
57 mètres de calcaire marneux.
3 mètres de calcaire siliceux.
28 mètres de calcaire marneux.
15 mètres de marnes noires.

95 *mètres de Bajocien et Aalénien supérieur :*

21 mètres de calcaire siliceux.
7 mètres de marnes noires.
67 mètres de calcaire siliceux.

130 *mètres de marnes micacées, noires, du Lias supérieur.*

A 840 mètres de profondeur, la sonde a pénétré, par faille inverse, sous les marnes noires du Lias supérieur dans les calcaires oolithiques, à grands cristaux noirs de quartz bipyramidés, qu'elle avait, une

première fois, traversé 300 mètres plus haut. Le passage d'une lèvre à l'autre de la faille est dépourvu de figures tectoniques mineures comme s'il s'agissait d'une succession stratigraphique normale de couches horizontales. On peut, donc, supposer que la surface de contact est faiblement inclinée sur l'horizontale et pentée vers l'Ouest ou le Sud-Ouest. L'importante déviation subie, par le trou de la sonde, depuis la base du Callovien, suggère l'idée que le plan axial du crochon anticlinal a été franchi entre 400 et 500 mètres. Son inclinaison serait, alors, voisine de celle que la dissymétrie des pendages des deux flancs laisserait prévoir, dans le cas d'un pli parallèle, déjeté vers l'Est. Le pendage ne peut guère être orienté que vers l'Est, conformément aux dispositions de surface. L'outil de forage paraît avoir glissé dans le sens du pendage du flanc le plus redressé. La valeur de ce dernier doit, de ce fait, être relativement élevée : soit une trentaine de degrés. Ce phénomène rend compte, dans une certaine mesure, du surépaississement que paraît présenter le Jurassique moyen, par rapport à la puissance observée aux affleurements du Saint-Loup et à celle traversée au sondage Quissac 1.

Il convient donc d'admettre qu'au droit du sondage, pendage du flanc est et contact anormal, sont disposés dans des plans pratiquement orthogonaux.

La faille bordière, d'allure courbe, observée en surface est-elle la trace de l'accident inverse ?

La distance minimum du sondage au tracé de la faille est de 140 mètres ; compte tenu de la déviation, la projection, en surface, du point d'intersection du trou de sonde avec le plan de faille inverse, se situe à 80 mètres vers l'Est - Sud-Est. On pourrait, alors, estimer le déport de la masse anticlinale à plus de 60 mètres vers l'Est.

L'examen du miroir de faille superficiel, ainsi que celui du rapport des éléments constitutifs de ses deux lèvres, permettent de souligner l'originalité de cet accident. Celui-ci se montre, par endroits (proximité de la route de Saint-Bauzille-de-Montmel à Sainte-Croix-de-Quintillargues), normal, conforme, très faiblement incliné sur l'horizontale et penté vers l'Est, c'est-à-dire disposé selon un plan perpendiculaire à celui de l'accident traversé par le sondage. En ces points il sépare deux séries isoclinales en superposition stratigraphique normale et paraît correspondre à l'étirement des termes supérieurs du Jurassique, développés sur sa lèvre ouest, ainsi que de la base du Néocomien de sa lèvre orientale. Vers le Sud, cette faille se redresse presque à la verticale, tandis que sa lèvre orientale est constituée de calcaires du Valanginien et d'une accumulation synclinale de calcaires et conglomérats éocènes.

L'examen de la géométrie des différents éléments, composant ce

motif architectural, paraît donc mettre en évidence certains faits d'apparence contradictoire :

a) Le chevauchement de la masse jurassique superficielle vers l'Est ;

b) Le style relativement plat de ce phénomène ;

c) Son origine profonde au sein de la couverture ;

d) L'allure conforme et normale de l'accident séparant vers l'Est le Jurassique du Crétacé ;

e) Son tracé courbe, à convexité orientée vers l'Est ;

f) La nature anormale du contour Jurassique-Crétacé enveloppant le massif.

Essai d'interprétation cinématique : les accidents au voisinage de Prades-le-Lez.

Il ne paraît pas interdit de penser que la manifestation des accidents superficiels et celle de la faille inverse traversée à Saint-Bauzille 1 soient liées par des relations de cause à effet, mais ne correspondent pas au même phénomène.

On peut admettre l'existence d'une certaine disharmonie entre les matériaux jurassiques régionalement très calcaires et ceux du Crétacé en majorité marneux. La coupe du sondage démontre qu'une écaille anticlinale du Jurassique supérieur et moyen a progressé, grâce à la plasticité de son substratum supraliasique, sur une écaille synclinale également jurassique. Le Crétacé ne paraît pas avoir été engagé dans ce mouvement tangentiel et ne se montre nullement plissoté au devant du chevauchement.

Par contre l'exhaussement de l'élément chevauchant a, semble-t-il, provoqué une disposition particulière de sa couverture crétacée. Celle-ci se serait écoulée sur les bords de l'intumescence « décalottant », en quelque sorte, la partie sommitale. Les accidents superficiels correspondraient aux étirements et cassures dus à cette intumescence. La faille courbe devrait son tracé à celui du front de la masse chevauchante qu'elle enveloppe. Il est vraisemblable que cette surface normale de glissements recoupe, en profondeur, vers l'Est le plan de contact anormal, inverse, ainsi voilé sous la masse disharmonique du Néocomien.

Ces faits ne sont pas sans rappeler ceux évoqués à propos du sondage Quissac 1. L'observation de divers motifs architecturaux,

DÉCALOTTEMENT DE LA CRÊTE D'UN PANNEAU JURASSIQUE PAR SUITE DU GLISSEMENT DE SA COUVERTURE NÉOCOMIENNE

Planche 14

analogues à celui exploré par le sondage Saint-Bauzille 1, permet de supposer que de tels mouvements relatifs du Crétacé, par rapport au Jurassique, se sont développés en bordure immédiate d'objets structuraux jurassiques, soumis à une importante dénivelation relative, au sein de ce contexte faiblement plissé en surface.

La route de Montpellier à Saint-Mathieu-de-Tréviers longe, peu après Prades-le-Lez, une petite falaise calcaire. Ce rocher représente un paquet de Tithonique d'allure extrusive et qu'un contact anormal subcirculaire déchausse de sa couverture crétacée. Un kilomètre, plus au Nord, la même route traverse un petit gradin, limité vers le Sud - Sud-Est, par une faille normale, à regard est. La crête de ce gradin est constituée, au point où la route le franchit, par des calcaires faiblement marneux du Tithonique supérieur. Ces matériaux sont disposés en gros bancs, séparés par de minces entrelits de calcaires plus marneux, feuilletés. Ils dessinent une petite côte allongée nord-est - sud-ouest. Les bancs sont inclinés de 30 à 35° vers le Nord-Ouest. Contre ces calcaires, les marnes et marnocalcaires néocomiens sont retroussés, vers le Sud-Est. A leur approche, la surface de faille se montre peu inclinée sur l'horizontale (30 à 60°). Elle est surmontée d'un coussin de 0,50 à 1 mètre d'assise violemment étirée et boudinée ; présentant l'aspect d'un conglomérat à éléments ovoïdes, emballés dans un matériel feuilleté, souvent calciteux. La valeur de l'inclinaison des bancs crétacés surincombants est voisine de celle du plan de faille figure 14.

Une telle disposition de ces affleurements évoque l'idée du « décalottement » d'un coin jurassique en train de monter et dont la crête serait écornée par le glissement relatif des matériaux souples qu'elle supportait.

L'échelle de ce phénomène est, ici, très réduite, mais le mécanisme de sa réalisation peut aider à l'explication de la géométrie qui paraît, dans tout ce domaine, régir les relations entre le Crétacé et les points hauts de la dalle jurassique.

Conclusions.

Le pays néocomien situé à l'Est de la faille de Corconne a, *durant la fin des temps crétacés et le début de l'époque éocène, constitué une fraction du vaste dispositif monoclinal faiblement ondulé*, enveloppant, vers l'Est, la zone anticlinale de la Montagne Noire.

Les effets de l'orogenèse pyrénéenne se sont faits sentir de façon très atténuée, provoquant le développement de longues rides faiblement marquées.

Le basculement régional manifesté à l'Oligocène paraît, par

contre, avoir affecté beaucoup plus vigoureusement l'architecture de ce domaine. L'individualisation de panneaux, au sein de l'énorme masse de sédiments, épargnés par l'érosion antélutétienne, a découpé le vaste plan incliné qui s'était préalablement constitué. La plasticité de diverses formations marneuses a permis le jeu disharmonique de ces gradins et le développement d'une tectonique tangentielle élémentaire.

L'évolution structurale s'est prolongée fort tard dans le Mio-Pliocène et n'est, peut-être, encore point terminée.

Des écailles jurassiques développées au sein de formations encaissantes sont, en de nombreux points, décapées de leur couverture néocomienne. Leur style tangentiel est trahi par la courbure des accidents les limitant. Ailleurs, ces mêmes motifs architecturaux se trouvent profondément enfouis au cœur de vastes dômes, de style superficiel très calme.

La masse des assises superficielles a subi des déplacements d'ensemble peu importants. Ceux-ci sont responsables du modelé des vastes structures crétacées déjà évoquées et dont le lent cheminement vers l'Est est souligné par le déplacement de la gouttière oligo-miocène de Saint-Chaptes - Sommières.

La translation de ce Néocomien, au droit des abrupts jurrassiques, voile le style tangentiel des déformations de ce dernier et lui confère une apparence extrusive.

Ce mouvement de déplacement général de la couverture, vers le Sud et le Sud-Est, a certainement provoqué son « invagination », vers le front du pli de Montpellier, à *une époque où les pentes régionales rendent peu probable le déplacement, vers le Nord, de cette unité chevauchante.* L'apparente poussée en avant de ce pli, après le Miocène (écaille synclinale de Tunel-de-la-Valette - plissement du Miocène de Vendargues à Baillargues) serait, ainsi, due au mouvement relatif vers le Sud du bassin situé à ses pieds.

TROISIEME PARTIE

L'extension du domaine franchement pyrénéen en Languedoc.

Le complexe méridional chevauchant.

L'unité de cet édifice tectonique ne se déduit pas de la simple lecture des contours d'une carte géologique. Les sédiments miocènes en ont, en effet, recouvert, et en quelque sorte fossilisés, divers tronçons sur d'importantes surfaces ; ainsi, se succèdent des contrées dont la variété masque l'uniformité structurale de leur tréfonds. Vers l'Ouest et le Sud-Ouest, émergent, des vastes plaines viticoles, le plateau aride de La Clape, les collines indécises de l'extrémité orientale des Corbières, les chaînons de Saint-Chinian. A l'Est de la vallée de l'Hérault, deux massifs calcaires d'importance inégale, les Garrigues d'Aumelas et la Gardiole se trouvent séparés par une dépression allongée, entre Montpellier, à l'Est - Nord-Est, et l'Etang de Thau, à l'Ouest - Sud-Ouest. Tandis que les reliefs de la Gardiole s'ennoient sous le littoral avant d'atteindre Montpellier, une étroite ligne de collines de faible hauteur prolonge, vers l'Est, le « pli de Montpellier », à travers la banlieue nord de la ville, jusqu'à hauteur de Baillargues - Saint-Brès. Là se perd, sous les vastes plaines du Bas-Rhône et de Camargue, la continuité de cette zone structurale.

Le trait dominant de cette région réside dans le fait que les séries jurassiques, crétacées et éocènes, qui émergent des sédiments néogènes environnants, ne se montrent point solidaires de substratum primaire ; elles reposent ou paraissent reposer sur d'autres séries de même type qu'elles chevauchent et qui se montrent profondément enfouies. La valeur et la réalité de ces superpositions anormales ont été controversées. Si une cartographie détaillée des dispositions observées incitait plutôt à une interprétation analogue à celle proposée, la preuve de l'existence de telles dispositions ne pouvait être donnée que par sondages. De tels forages ont été effectués par la S.N.P.L.M., leurs coupes, établies par le Service géologique de cette Société sont le fondement de bien des interprétations proposées au cours de cet exposé.

Le plan architectural d'ensemble de ce domaine comporte une succession de zones échelonnées du Nord au Sud et dessinant des bandes sinueuses orientées Sud-Ouest - Nord-Est :

a) A la limite septentrionale de ce domaine, une série de motifs chevauchants.

b) Un arrière-pays où s'individualisent successivement :

1° Une ligne discontinue de fossés emplis de terrains oligocènes et néogènes ;

2° Une zone subtabulaire, siège de douces ondulations et découpée en vastes panneaux alternativement soulevés et abaissés.

CHAPITRE PREMIER

LES MOTIFS CHEVAUCHANTS A L'OUEST DE L'AUDE : LES CORBIÈRES
LES GRANDES LIGNES STRUCTURALES
DU MÉSOZOIQUE DES CORBIÈRES

SOMMAIRE

Caractères géographiques.

Les éléments géomorphologiques.

I. — **Le pays paléozoïque.**

II. — **Le pays mésozoïque.**
L'enveloppe immédiate du massif hercynien.
Le bassin de Carcassonne.
L'ennoyage occidental du massif.
La bordure méridionale.
Les Corbières orientales.

Le plan architectural de la couverture mésozoïque formant l'enveloppe du massif paléozoïque.

I. — **Le glacis monoclinal de bordure.**

II. — **Le synclinal de Soultage et ses prolongements orientaux.**

III. — **La chaîne de Buggarach-Galamus.**

IV. — **L'anticlinal de la Berre.**

V. — **Le synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet.**

VI. — **Le prolongement oriental de l'anticlinal de Fenouillet - Signal de l'Albèze.**

VII. — **Les Corbières orientales.**
Les unités nord-pyrénéennes.
A) *Généralités.*
B) *Extension de l'Unité de Ferrodou.*
C) *L'Unité de Fontfroide, son origine.*
D) *Les déformations du complexe chevauchant.*
Les unités frontales languedociennes.

L'obliquité relative du plan architectural tertiaire et des directions paléogéographiques au Crétacé.
A) *Le Crétacé de la rive gauche de Figarasse.*
B) *Le Crétacé de la Pinède de Durban.*

Conclusions : architecture, paléographie et orogenèses des Corbières.

I. — **Généralités.**

II. — **Architecture primitive. - Morphostructure et cinématique.**

III. — **Hydrographie et déformations récentes.**

De très importantes études ont été consacrées à ce sujet. Depuis les travaux de Carez, les maîtres de la Géologie française se sont attachés à mettre en lumière, par de fines dissections (L. Barrabé) où au cours de vastes synthèses (M. Casteras), les rapports des différents éléments anatomiques de cette région. Le but de ce chapitre n'est d'ailleurs pas de traiter des Corbières, mais de placer les résultats de mes travaux et la contribution que les sondages de la S.N.P.L.M. ont apporté à la connaissance du Languedoc, dans le cadre structural dont les Corbières constituent une pièce maîtresse.

Aussi bien, me bornerais-je à rappeler des notions devenues classiques en discutant, à l'aide de levés ou d'observations personnelles, les constructions d'auteurs précédents, dont certains aspects ont pu être controversés et qui revêtent pour le développement de l'exposé une importance particulière.

Caractères géographiques.

On appelle Corbières, une zone montagneuse, de relief relativement peu accusé et dont la morphologie, parfois contrastée, traduit, par l'indécision de ses lignes majeures, la complexité structurale. La définition, tant géographique que géologique, de cet ensemble demeure très imprécise et discutée. Le domaine envisagé ici sous ce vocable est limité :

a) Vers le Sud, approximativement au versant méridional de la longue dépression courant Est-Ouest par Axat, Saint-Paul-de-Fenouillet et Maury. Cette dépression est relayée, vers l'Est, par celle qu'emprunte l'Agly entre Estagel et Espira ;

b) A l'Est, par la côte méditerranéenne, entre l'embouchure de l'Agly et la Nouvelle ainsi que par la dépression de Sigean-Narbonne ;

c) Au Nord et à l'Ouest par le cours de l'Aude.

L'originalité des Corbières réside dans la diversité des matériaux qui les composent et qui offrent un échantillonnage à peu près complet de la série stratigraphique du Paléozoïque au Tertiaire.

Les éléments géomorphologiques.

LE PAYS PALEOZOIQUE

L'histoire géologique, la configuration structurale et le modelé morphologique des Corbières sont essentiellement liés au jeu du massif paléozoïque développé au centre même de cette région. Les affleurements primaires occupent, dans leur ensemble, une zone sommairement elliptique, allongée d'Ouest en Est, entre Alet et Durban, sur à peu près cinquante kilomètres. Le chef-lieu de canton Mouthoumet, qui y occupe une position à peu près centrale, a donné son nom à ce massif. Limité au Nord, par un accident, au tracé est-ouest, légèrement ondulé, ce massif de Mouthoumet s'ennoie, à l'Est et au Sud, sous sa couverture secondaire. Vers l'Ouest, le contact du Paléozoïque et des matériaux post-hercyniens, se montre profondément indenté, à la faveur de failles de directions pyrénéennes, à regard nord. C'est ainsi, qu'à partir de la masse primaire, s'individualisent trois éperons d'importance inégale. Ces digitations échelonnées en escalier, sont du Nord au Sud :

a) La « branche d'Alet », elle-même subdivisée par le petit « fossé d'Alet » ;

b) La « branche de Cardou » séparée de la précédente par le fossé synclinal de Couiza - Mouthoumet ;

c) La « branche de la Fontaine Salée » enfin, qui s'insinue au cœur de la ride anticlinale du même nom, entre le synclinal de Rennes-les-Bains - Fourtou et l'auréole mésozoïque méridionale du massif.

Un certain nombre d'accidents, de direction nord-est - sud-ouest et d'origine hercynienne, recoupent l'ensemble du bâti ainsi défini. Ils se prolongent à travers les matériaux secondaires et tertiaires. Au Nord du massif de Mouthoumet, c'est au rejeu tertiaire de ce chevelu de failles, que l'on doit le tronçonnement de l'anticlinal de la montagne d'Alaric et le dégagement consécutif, par l'érosion, du cœur primaire du panneau le plus exhaussé de ce pli.

La morphologie du pays primaire est, semble-t-il, exclusivement

due à l'architecture et à l'exhaussement imposés à ce voussoir durant le Tertiaire supérieur. L'aplanissement anté-triasique et anté-crétacé paraît avoir été très poussé, il a nivelé les corniches calcaires et les reliefs de failles, que les terrains discordants recouvrent indifféremment et sans modifications sensibles de leur contenu sédimentaire.

Le ciselage, d'ailleurs encore très imparfait, de la topographie actuelle est contemporain de celui qui modèle les assises tertiaires. Son âge récent est attesté par la surimposition des cours d'eau tels que celui de l'Aude dont le tracé paraît avoir été régi par une surface uniformément inclinée, depuis l'axe pyrénéen, vers le bassin de Carcassonne.

Cette surface pourrait d'ailleurs être contemporaine de celle qui a été édifiée, avant le Miocène, en bordure de la Cerdagne. La destruction de cette surface post-éocène et l'individualisation du voussoir paléozoïque serait ainsi attribuable au diastrophisme oligo-pliocène, également responsable de la formation du bassin cunéiforme du Roussillon et de l'effondrement de la partie centrale de la chaîne pyrénéo-provençale.

Le principal rôle orographique de ces roches primaires revient aux dolomies et calcaires dolomitiques du Dévonien inférieur et moyen, qui culminent à 908 mètres, au Signal du Milobre-de-Massac. C'est encore au Dévonien que le Cardou doit, malgré une altitude moindre (708 mètres), son relief vigoureux. L'Ordovicien n'a que rarement permis le modelage d'une crête accusée, comme celle du Serre de Quintillan. D'une façon générale, l'ensemble des matériaux paléozoïques subordonnés à la surface anté-triasique et anté-crétacée présente, à l'érosion, peut-être en raison de leur profonde altération, une résistance assez homogène.

LE PAYS MESOZOIQUE

L'enveloppe immédiate du massif hercynien.

La morphologie de l'enveloppe mésozoïque et éocène contraste généralement, par la netteté de sa facture, avec l'indécision de la topographie du Paléozoïque. Ce fait tient à la diversification lithologique et à la fraîcheur des différentes assises qui participent à la constitution de la couverture. Cette proposition n'est, toutefois, pleinement valable que pour les régions développées à l'Ouest (excepté l'enveloppe monoclinale immédiate) du méridien de Tuchan-Durban.

Le bassin de Carcassonne.

Au Nord du massif de Mouthoumet, l'auréole orientale du bassin de Carcassonne présente, également, un modelé vigoureux. Dans

le bassin même, le tréfonds paléozoïque a été découpé en panneaux par les failles pyrénéennes. Le revêtement tertiaire a été déformé en larges plis coffrés par moulage des accidents de son substratum. La montagne d'Alaric offre un exemple typique de ce phénomène. La conformité du relief anticlinal de tels motifs est due à la conjugaison de plusieurs facteurs.

a) Le climat sémiaride dont jouit la région ne permet pas un jeu notable des phénomènes d'altération. L'écoulement superficiel en nappe des eaux météoriques a, cependant, déblayé d'importants éléments de surfaces structurales des dalles calcaires de l'Eocène inférieur et moyen. Les versants sont, ainsi, sculptés d'innombrables « ruz » offrant à leur surfaces une théorie de chevrons caractéristiques ;

b) Une tectogenèse très récente ou encore active caractérisée par un style cassant néohécynien. Cette dynamique se manifeste par l'édification d'une architecture en gradins alignés Nord-Est - Sud-Ouest. Ceux-ci présentent un regard sud-est parallèle au réseau général de fractures qui labourent et effondrent la masse continentale le long de la côte méditerranéenne et du sillon rhodanien.

L'ennoyage occidental du massif.

Vers l'Ouest, un relief de côtes suggère le schéma structural des synclinaux faillés enveloppant et s'insinuant entre les différents éperons paléozoïques déjà mentionnés.

La bordure méridionale.

Au Sud, les assises mésozoïques, séparant le Mouthoumet des massifs nord-pyrénéens, dessinent de longues bandes est-ouest ; celles-ci sont formées de crêtes aiguës portant à leur sommet d'étroits plateaux calcaires et séparées par de larges vaux de matériaux tendres. Le caractère nettement épigénique du réseau hydrographique confère au modelé de cette zone plissée un caractère pseudo-appalachien. Les traits les plus typiques de surimposition, s'observent aux gorges de « Pierre-Lys » creusées par l'Aude, à la percée de la Boulzane à Salvezines et Puylaurens, aux gorges de Galamus dues à l'encaissement du cours, peut être, antécédent de l'Agly.

Les Corbières orientales.

La zone d'ennoyage orientale du massif paléozoïque est cernée d'une dépression monoclinale au modelé complexe, couronnée d'une côte jurassique et crétacée, dont le front regarde l'intérieur du massif. A son origine, entre Padern et Tuchan, se détache vers le Nord, l'imposante butte mésozoïque de la Montagne de Tauch dont

le singulier relief puise son modelé dans la complexité de l'évolution paléogéographique de ce secteur.

La continuité de cette côte, en quelque sorte périanticlinale, ne connaît entre Tuchan et l'Ouest de Durban que de rares solutions de continuité. Telle est la clue du Verdouble. La haute arête du Signal de Perillos (708 mètres), de laquelle divergent des croupes rayonnantes, séparées de profonds ravins, estompe un peu l'individualité de cette côte en face d'Embres. L'allongement, nord-est - sud-ouest de cette arête en prolongement de la *faille de Vingrau* permet de supposer qu'elle correspond à un dédoublement de la côte originelle, par cet accident. Le synclinal albien se serait éliminé en hauteur au-dessus de la surface d'érosion actuelle.

A hauteur de Saint-Jean-de-Barrou, une étroite et profonde combe épianticlinale entaille cette muraille jurassique, en un couloir allongé, vers le Sud-Est, sur près de 5 kilomètres, jusqu'au cirque de Feuilla. Cette disposition correspond à l'évidement d'une boutonnière jusqu'au substratum paléozoïque. L'exhaussement de ces matériaux primaires, prolongeant l'axe du Mouthoumet, selon un dôme allongé vers le Sud-Est, est, sans nul doute, responsable de l'individualisation, à l'intérieur du plateau jurassique, de semblables boutonnières à Treilles et Fitou.

Immédiatement au Nord de Fraissé-des-Corbières, la falaise jurassique esquisse une inflexion périanticlinale et se décompose, du fait du recul de la dalle calcaire du Jurassique terminal, en ses diverses côtes constitutives. Le dessin et l'orientation de la crête du Roc de Courdels (597 mètres) suggèrent pour elle une origine analogue à celle de la crête Perillos. Elle se raccorderait, vers le Nord-Est, à la fausse cuesta qui, de Roquefort-des-Corbières à La Nouvelle, limite, vers le Sud-Est, le bassin de Narbonne.

Au-delà, au lieu de se recourber vers Durban, pour se raccorder à la côte qui enveloppe le synclinal de la Pinède, la face interne du plateau jurassique file droit vers le Nord. Sa muraille massive, presque rectiligne, à peine entamée par de courts ravins obséquents, s'allonge jusqu'à Gleon pour se rabattre ensuite à angle droit vers l'Est, dominant la vallée inférieure de la Berre et les collines oligocènes de Sigean. Le promontoire du Plat del Val, ainsi limité, fait face au côtes méridiennes de la région de Thezan, dont le Mont Saint-Victor, modelé dans les calcaires lacustres de l'Eocène inférieur, constitue le relief le plus accusé.

Entre ces deux éléments morphologiques monoclinaux, se développe, en prolongement de la combe périanticlinale qui ceinture le Mouthoumet, une zone déprimée, au relief anarchique. Elle est empruntée, entre Durban et Gleon, par la Berre et édifiée aux dépens

de matériaux triasiques et liasiques. Une étroite bande de hauteurs borde vers l'Ouest cette dépression. Entre Durban et Fontjoncouse, elle la sépare des entablements aux cuestas multiples de Thezan et offre l'aspect morphologique d'une suite de synclinaux perchés, répondant au double ordonnancement est-ouest et nord-est - sud-ouest. Le modelé relativement émoussé de la côte du Lias inférieur s'oppose à la netteté de l'entablement des dolomies jurassiques de Fontjoncouse.

Vers le Nord-Est, au-delà de la coupure épianticlinale, façonnée par la Berre, entre Gleon et Portel, la chaîne de Font-Froide allonge, depuis les hauteurs de Thauran, jusqu'à Jonquières et Narbonne, un relief relativement symétrique. L'épais tapis forestier, qui couvre les pentes marnogréseuses du Nord-Ouest, est coupé par une série de côtes ou pseudo-côtes plus ou moins coalescentes. La plus élevée de celles-ci est constituée par la crête quartziteuse du Roc de Font-Froide, culminant à 288 mètres. Le versant sud-oriental de ces hauteurs dominant la plaine et l'étang de Sigean, présente, lui aussi, une série de côtes ou de barres, de face tantôt Nord-Ouest, tantôt Sud-Est, ainsi que des fragments disparates de surfaces structurales. Malgré les vives entailles pratiquées par les ravins, la morphologie de ce chaînon demeure massive et indécise. Deux dépressions méridiennes accidentent ce domaine ; la plus occidentale, combe du Colombier, correspond vraisemblablement à un « couloir » de décrochement morphotectonique lié à l'érosion méso-crétacée.

La seconde naît sur le versant septentrional du petit plateau de Lambert, d'abord étroite et encaissée, elle s'épanouit largement à l'emplacement de l'ancien étang de Treilles - Jonquières. Au-delà du vallon conséquent du ruisseau du Loup, elle se diversifie et se fond, finalement, dans la plaine de Montredon. Cette combe de Jonquières constitue la limite nord-est de la chaîne de Font-Froide. Elle le sépare, dans cette direction, d'un long plateau calcaire disloqué par l'érosion, et dont la butte de la Métairie-Haute constitue le prolongement au-delà de la coupure de Verdus.

Vers le Nord-Ouest, se développe une masse de collines calcaires, au relief tabulaire, séparées par des combes au tracé parfois complexes mais généralement alignées vers le Nord-Ouest. Cette topographie, d'altitude modeste et sans caractère, est cernée, de façon subcirculaire, par les vallées de l'Aude, de l'Orbieu, de l'Asson et du ruisseau de Quillanet. On conviendra d'attribuer à la région, ainsi circonscrite, le nom de *Massif de Ferrodou,* en raison de l'importance géologique (Barrabé [1929-1933]) des affleurements situés près de la ferme du même nom.

Le plan architectural de la couverture mésozoïque formant l'enveloppe du massif paléozoïque.

LE GLACIS MONOCLINAL DE BORDURE

Les assises secondaires, transgressives, s'étendent, plus ou moins loin, sur les marges méridionales du massif. De nombreuses lacunes se manifestent au sein de cette série transgressive. Un biseau d'érosion du Trias supérieur paraît limiter, sous les dépôts discordants du Crétacé supérieur, l'extension de cette série plastique, à la branche la plus méridionale du Mouthoumet. Vers l'Est, cependant, la limite d'érosion actuelle du Crétacé supérieur se trouve localisée en retrait et l'aval de l'auréole triasique et jurassique (Tuchan), transgressée par l'Aptien supérieur (Montagne de Tauch). Ces éléments inférieurs de la série sédimentaire post-hercynienne enveloppent l'ennoyage périanticlinal du Paléozoïque. Il semble que, le long du contact Primaire-Secondaire de cette extrémité orientale du Mouthoumet, l'épaisseur de la semelle triasique ait subi d'importantes modifications d'épaisseur, postérieurement à son dépôt. Il est de nombreux points où ce Trias fait entièrement défaut entre Tuchan et Durban.

LE SYNCLINAL DE SOULTAGE ET SES PROLONGEMENTS ORIENTAUX

Le synclinal de Soultage constitue la zone d'épaississement maximum de la couverture secondaire, à l'aval du glacis monoclinal de bordure. Il est empli de Crétacé supérieur, transgressif sur la frange septentrionale de l'aire d'extension des dépôts néocomiens et albo-aptiens (synclinal de Quillan).

Ce synclinal s'allonge au pied de la chaîne plus méridionale du Buggarach et se développe en direction de l'Est jusqu'aux abords de Tuchan. Là, son contenu de terrains d'âge crétacé supérieur, pincé par le débordement de sa lèvre méridionale, finit par s'éliminer.

Sur le revers nord de l'extrémité orientale du massif primaire, un petit synclinal (synclinal de la Pinède), développé au Nord-Ouest de Durban, abrite en sa partie axiale un remplissage de matériaux détritiques ; ceux-ci sont d'âge crétacé supérieur et directement transgressifs sur les calcaires de l'Aptien supérieur formant une côte périsynclinale au relief vigoureux.

Plus à l'Est - Nord-Est, entre la montagne d'Alaric et les reliefs jurassiques de Fontjoncouse, Ripaud, Fontfroide et Ferrodou, un puissant complexe marnodétritique, localement calcaire et récifal, émerge de la cuvette tertiaire de Thezan. Ces matériaux crétacés, transgressifs sur les divers termes du Jurassique jusqu'à leur sub-

stratum paléozoïque, paraissent représenter une fraction orientale du même vaste dispositif monoclinal enveloppant l'extrémité méridionale du Massif Central.

LA CHAINE DE BUGGARACH - GALAMUS

Le synclinal de Soultage est dominé par une chaîne calcaire, culminant au pic de Buggarach. Les assises, grâce auxquelles s'est édifié ce relief, sont d'âge jurassique et néocomien. La chaîne est déterminée par le développement d'une structure anticlinale complexe. Celle-ci est caractérisée par l'individualisation de plis déjetés vers le Nord et se relayant successivement au niveau des zones d'ennoyage.

Cette zone structurale fait suite à celle des chevauchements locaux du front nord-pyrénéen. Elle s'étend, vers l'Est, depuis les gorges de l'Aude (Pierre-Lys) où elle constitue un train de plis parallèles au front pyrénéen. A hauteur de Buggarach, par suite de l'ennoyage du pli du Bezu, le bassin de Quillan se résout en une écaille de matériaux albocenomaniens fortement étirés. Ce phénomène conduit le pli de Buggarach, unité plus méridionale, à occuper une position frontale. La butte témoin du pic de Buggarach jalonnant l'avancée extrême de ce motif oblitère complètement l'écaille mésocrétacée. Celle-ci, à la faveur de l'érosion, réapparaît plus à l'Est où elle s'interpose entre le front nord de la ride jurassique et le bord méridional du synclinal de Soultage. L'étude des rapports de ces éléments structuraux montre que ce chevauchement n'intéresse dans l'ensemble que des séries en succession stratigraphique normale. La chaîne de Buggarach -Saint-Antoine-de-Galamus devrait, donc, être plutôt qualifiée d'écailles de style provençal que d'anticlinal. Son individualité se perd, à l'Est de Tuchan, par suite de l'élimination du synclinal de Soultage.

L'ANTICLINAL DE LA BERRE

Les débris d'un axe anticlinal, le long de la vallée de la Berre en aval de Durban, paraissent représenter un relais éventuel de cette unité, dans une direction pratiquement orthogonale à celle manifestée entre Buggarach et Tuchan. Ce pli anticlinal de la Berre fortement dévié, enveloppant la terminaison orientale du môle paléozoïque, se développerait, sous le bassin tertiaire de Narbonne-Lespignan, en un anticlinal déversé vers le Nord - Nord-Ouest. Son flanc nord constitue la limite méridionale d'un bassin crétacé supérieur, symétrique de celui de Soultage ; *son flanc méridional a, entre Ripaud et Narbonne, glissé par dessus le flanc nord et le bassin crétacé, pour donner la nappe écaille des Corbières orientales.*

LE SYNCLINORIUM DE SAINT-PAUL-DE-FENOUILLET

Le versant méridional de la chaîne de Buggarach plonge rapidement sous les puissants dépôts albo-aptiens du sillon de Saint-Paul-de-Fenouillet. Ce sillon se montre étroitement limité, entre la chaîne de Buggarach et la ride jurassico-néocomienne, développée sur son bord méridional. Cette dernière (anticlinal de Fenouillet) ne représente qu'une sorte de genou de la couverture appuyée contre le massif de l'Agly. Vers l'Est, le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet paraît affecté d'une vigoureuse déviation vers le Nord-Est, tandis que le prolongement de l'anticlinal de Fenouillet, également dévié vers le Nord-Est, se couche fortement au Nord-Ouest et finit par oblitérer le synclinal au Nord de Vingrau. La cicatrice de cette oblitération est attestée, sur une longue distance, par le dédoublement de la côte multiple formant les hauteurs de Périllos. La gouttière albo-aptienne s'ouvre, à nouveau, au-delà de cette zone de serrage, pour constituer le synclinal de Roquefort-des-Corbières. Elle est, encore, nettement chevauchée sur le bord méridional par les calcaires jurassico-néocomiens.

Le synclinal de Fleury qui se dégage, au bord nord de l'anticlinorium de la Clape, du bassin oligocène de Narbonne, paraît appartenir à la même unité structurale.

LE PROLONGEMENT ORIENTAL DE L'ANTICLINAL DE FENOUILLET - SIGNAL DE L'ALBEZE

Vers l'Est, le genou anticlinal, bordant le massif cristallin de l'Agly, est relayé par un vaste panneau chevauchant, séparé des prolongements du massif, par le développement d'un profond synclinal albo-aptien (synclinal de l'Agly). Cet élément chevauchant, assez fortement écaillé, entre Tautavel et Cases-de-Penne, se montre doucement ondulé dans la région d'Opoul. La majeure partie des affleurements est constituée de calcaires et dolomies du Jurassique supérieur et du Néocomien ; un net ensellement, Nord-Ouest - Sud-Est, a permis, entre le Pilou - Mont-Peyrou et Opoul, la conservation de petites cuvettes synclinales aptiennes.

Entre Fraissé-des-Corbières et Fitou, un bombement du substratum paléozoïque, de direction également nord-est - sud-est, a permis l'affleurement de matériaux primaires, au sein d'un chapelet de boutonnières anticlinales. Les contacts entre Jurassique et Paléozoïque ont, dans leur très grande majorité, été affectés par d'importants laminages tectoniques suggérant un rabotage basal par reptation de l'ensemble de la couverture.

Vers le Nord, les garrigues néocomiennes, s'étendant dans la région de la Palme et Roquefort-des-Corbières, sont dues à l'ennoyage

de cette unité vers La Nouvelle. Au-delà de Gruissan, l'intumescence de la vaste coupole de La Clape paraît représenter la continuation du même train de pli. Son flanc ouest, d'abord violemment redressé et faillé, s'adoucit et s'épanouit, tandis que l'axe anticlinal s'incurve vers l'Est.

La mer Méditerranée recouvre, vraisemblablement, le prolongement du synclinal de l'Agly.

En résumé, il semble que l'architecture des matériaux mésozoïques enveloppant le massif de Mouthoumet puisse se déduire de l'évolution d'une série de rides affectant son flanc méridional. Ces rides, poussées au Nord, auraient subi, au niveau de l'ennoyage oriental du môle paléozoïque, une forte déviation et même une translation localement importante.

Dans ses publications, Barrabé avait dénommé *unités externes*, les éléments structuraux appartenant à la ride de Buggarach et à son prolongement, *unités internes*, ceux développés aux dépens de la couverture immédiate du Mouthoumet. Ceux-ci, vers le Nord-Est, relaient par leur style chevauchant les plis « externes » qui ont tendance à s'enraciner dans cette direction. Cette terminologie étant peu en accord avec l'usage établi d'appeler externes les éléments frontaux d'une chaîne, il est apparu préférable de qualifier d'unités nord-pyrénéennes les motifs externes de L. Barrabé d'unités frontales languedociennes les unités internes du même auteur.

LES CORBIERES ORIENTALES

Les unités nord-pyrénéennes.

Généralités.

Les masses secondaires, qui affleurent immédiatement à l'Ouest de Narbonne, sont accidentées par un vaste phénomène de chevauchement. Elles comportent une zone centrale de dispositions apparemment anticlinale, modelée dans les assises marno-détritiques, d'âge crétacé supérieur. L'aire, selon laquelle se développent les affleurements néocrétacés, s'étend depuis Thezan et Boutenac, à l'Ouest, jusqu'à proximité de Joncquières, à l'Est. Elle est enveloppée périanticlinalement de Crétacé moyen, puis de Trias supportant sa carapace jurassique et néocomienne. Au Nord-Ouest de la route de Narbonne à la Grasse, les affleurements jurassiques, dessinant un vague et complexe synclinorium, montrent un développement important (*Massif de Ferrodou*). A l'Est et au Sud de l'axe crétacé, un mince liseré de couches jurassiques, écaillées et laminées, plonge sous le Tertiaire de la plaine de Narbonne (*versant sud de la chaîne*

de Fontfroide). Ces dispositions correspondent au dégagement, par l'érosion, d'une vaste demi-fenêtre (*demi-fenêtre d'Aussières*).

La superposition anormale du complexe triasico-jurassique sur le Crétacé plongeant manifestement sous lui est particulièrement nette dans la zone de Joncquières où les terrains de la demi-fenêtre plongent périanticlinalement sous leur recouvrement.

Les éléments chevauchant paraissent se relier, vers le Sud, à la masse continue de la couverture secondaire développée le long de la vallée de la Berre. Ils se montrent disposés selon deux entités superposées : l'une, inférieure, unité de Fontfroide, est composée de Crétacé moyen ; l'autre de Trias, de Jurassique et de Néocomien (Unité de Ferrodou).

Extension de l'Unité de Ferrodou.

L'extrême avancée de l'unité supérieure est jalonnée, à l'Ouest, par un petit lambeau de terrains triasiques et infraliasiques (plâtrière de Poursan). Celui-ci est conservé au Sud de Thézan, au cœur du synclinal éocène de Vente-Farine. à l'Est, le Massif de Ferrodou s'avance en direction du Nord, jusqu'à la grande boucle décrite entre Villedaigne et Narbonne, par la voie ferrée menant à Toulouse. Au-delà de cette limite, le manteau des dépôts discordants de l'Oligocène et des alluvions quaternaires masque la continuité de la masse chevauchante. Celle-ci n'apparaît plus que sous forme d'îlots dispersés au sein de la plaine de Narbonne.

L'Unité de Fontfroide, son origine.

Le point le plus septentrional où affleurent les éléments de cette unité se situe à proximité de la ferme de Ferrodou au milieu de la masse jurassique septentrionale.

Un important affleurement de Trias dessine une boutonnière au cœur d'un repli anticlinal des matériaux chevauchants ; il enveloppe de minuscules pointements de roches néocrétacées dont certaines sont attribuables au Cénomanien. C'est, semble-t-il, avec raison que L. Barrabé (1933) a décrit ce fait sous le nom de *fenêtre de Ferrodou*, considérant ainsi toute la masse jurassique comme charriée sur le Crétacé. La cartographie détaillée au 1/20 000e de ces affleurements n'a pas contredit la vraisemblance de cette hypothèse.

L'examen des rapports entre le substratum jurassique et infracrétacique autochtone et le complexe turono-sénonien de la *demi-fenêtre d'Aussières* montre la transgressivité et la discordance des formations du Crétacé supérieur sur les assises antérieures biseautées en direction du Nord-Ouest, vers Boutenac, et du Sud - Sud-Est vers

LAMBEAU TRIASIQUE ET INFRALIASIQUE DE POURSAN

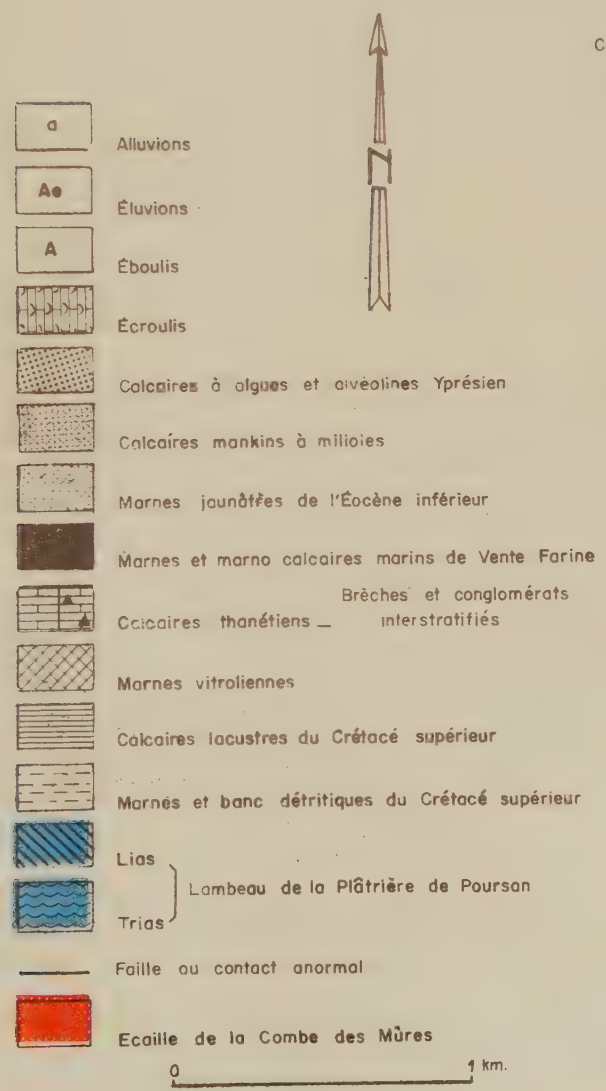


Planche 15

le plat de Couloubret. Le flanc sud de la dépression néocrétacée prenait en écharpe un synclinorium empli de couches du Crétacé moyen et parcouru de rides anticlinales à peu près est-ouest. Les crêtes de ces rides étaient en parti démantelées par l'érosion qui avait par endroits atteint la carapace jurassico-néocomienne. Ce fait est observable au Nord de Thauran et en lisière méridionale du Bois de Viconte, le long de la ride Plat de Couloubret - Sainte-Eugénie ; il conduit à penser que les lambeaux de poussées formant l'unité inférieure représentent des dépôts mésocrétacés provenant d'une zone subsidente développée entre le domaine de la transgression néocrétacée et la Cordillère d'où est issue l'unité supérieure. Le contenu de ce synclinal intermédiaire a été partiellement entraîné par le glissement des séries jurassiques. Comme le prolongement du synclinal de Quillan sous le chevauchement du Buggarach, il a été refoulé, sous forme de coussin écaillé et laminé, au-dessus du Crétacé supérieur.

Un très net contact anormal pratiquement horizontal, est aisément observable, à proximité de l'Abbaye de Fond-Froide, entre le Crétacé supérieur à l'Ouest, et le Crétacé moyen replissé et écaillé à l'Est.

Cet accident paraît prendre naissance à environ 3 kilomètres au Sud-Ouest de l'Abbaye à la faveur d'un décrochement qui court du Nord au Sud dans le vallon du Colombier et affecte la ride anticlinale de Sainte-Eugénie -Plat-de-Couloubret. Il se prolonge, vers l'Est, par une inversion de série, le Crétacé supérieur ployant apparemment, sans accident visible, sous l'Aptien-Cénomanien. L'ampleur du décollement de la série mésocrétacée est attestée par l'existence, à 1 500 mètres à l'Est de Saint-André-de-Roquelonge, d'un lambeau synclinal de calcaires et marnes à orbitolines de l'Albo-aptien, perché sur les grès et calcaires à Hippurites du Crétacé supérieur (pl. 16) ; face à l'Abbaye de Font-Froide, dans l'angle obtus, que dessine, à hauteur de la ferme d'Auris, la route Narbonne-La Grasse, un copeau de calcaires et marnes à orbitolines de l'Albien, apparemment coincé entre le Trias et le Crétacé supérieur, fournit un jalon supplémentaire, permettant de se rendre compte de la continuité et de l'extension qu'eut jadis cette écaille inférieure.

Les déformations du complexe chevauchant.

L'ensemble de la masse chevauchante se montre, aujourd'hui, ondulée et failiée selon un dispositif nord-sud à nord - nord-est -sud-sud-ouest. Cette architecture complexe paraît être le résultat de la vitesse différentielle de cheminement des divers éléments déplacés, phénomène ayant permis l'étirement et la dislocation de la couverture ainsi que la formation de décrochements. Une phase de fracturation, postérieure à la mise en place de cet ensemble, s'est surimposée à la tectonique précédente.

L'épaisseur des différents panneaux de matériaux triasico-jurassiques déplacés, est, semble-t-il, très variable. Un sondage implanté non loin de la ferme de Bouquignan, sur le territoire de la commune d'Ornaison, serait demeuré 400 mètres dans le Trias où il avait débuté ; le compartiment de Ferrodou laisse, par contre, affleurer le Cénomanien et le Sénonien du substratum. Peut-être, doit-on attribuer ces différences de puissance observées, aux irrégularités de la topographie modelée dans le terrain autochtone, avant la formation des chevauchements ?

Les unités frontales languedociennes.

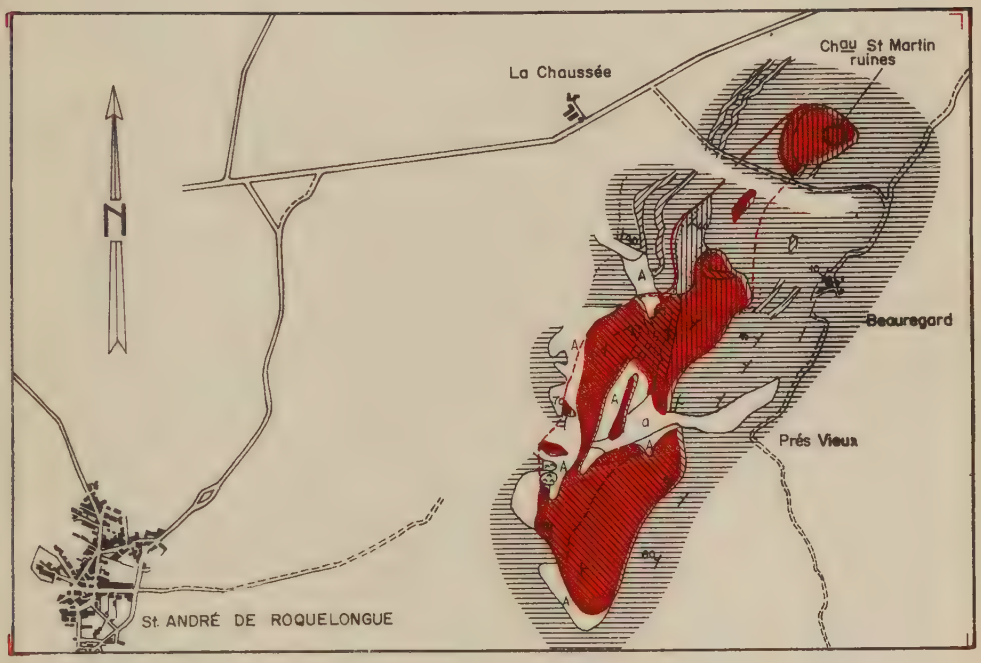
Le Crétacé supérieur, formant le substratum des masses chevauchantes dont il vient d'être question, se développe largement au Sud-Ouest d'Ornaisons et de Bizanet. A l'Ouest de Boutenac, ces formations s'appuient sur un double pli-écaille de Lias inférieur. Il s'agit de deux rides étroites et divergentes vers le Sud, allongées, l'une nord-sud, l'autre nord-est - sud-ouest. Ces plis se montrent nettement déversés vers l'Ouest ; le plus occidental chevauche le pays éocène (1) qui se trouve au-devant de lui, tandis qu'il s'ennoie brutalement, vers le Sud, sous le synclinal crétacé supérieur-éocène, de Vente-Farine. Celui-ci est recouvert plus au Sud et à l'Est par le chevauchement précédent. Le chevauchement liasique de l'Ouest de Boutenac constitue, donc, une unité plus externe qui forme le front jurassique des Corbières orientales. Il est développé aux dépens d'une auréole infraliasique de la table d'érosion antésénonienne du massif de Mouthoumet. Le cœur de l'écaille orientale et le Lias inférieur des flancs normaux des deux accidents supportent directement les dépôts détritiques du Crétacé supérieur. L'unité nord-pyrénéenne de Ferrodou affecte des séries mésozoïques beaucoup plus complètes, s'étageant selon les points jusqu'à l'Albien.

L'obliquité relative du plan architectural tertiaire et des directions paléogéographiqes au Crétacé.

Il ne faudrait, toutefois, pas donner au schéma précédent une valeur trop rigoureuse, car les directions des auréoles d'érosion crétaciques s'ordonnaient obliquement à celle de l'architecture tertiaire. Il n'est, pour s'en convaincre, que d'examiner les rapports du Crétacé et de son substratum dans les régions plus orientales de Coustouge et de Durban.

(1) Plusieurs écailles (Montbrun, Argens, Oupia) se trouvent développées au sein de ce pays éocène. Elles offrent une succession de petits festons chevauchant entre la montagne d'Alaric et l'arc de Saint-Chinian au devant des unités frontales.

LAMBEAU SYNCLINAL
DE
SAINT ANDRÉ DE ROQUELONGUE



a	Alluvions
A	Éboulis
	Crétacé supérieur marno gréseux
	Bancs de calcaire à Hypurites, intercalés aux marnes et grès du Crétacé supérieur
	Marnes et grès glauconieux à Orbitolines cf concava
	Calcaires gréseux à Orbitolina conoïdea
	Calcaires et calcaires marneux, localement à chailles, à Orbitolina conoïdea et Terrebratula sella

Le Crétacé de la rive gauche de Figarasse.

Au Sud de Coustouge, l'unité frontale nord-pyrénéenne dessine, vers l'Est, une langue étroitement pédonculée. La masse chevauchante, ainsi cernée de matériaux tertiaires, est constitué de Lias, de Jurassique supérieur et d'Aptien supérieur, la liaison de ce motif avec le plateau de Fontjoucouse est assurée par un affleurement triasique que draine la vallée de la Figarasse.

Dominant la rive gauche de cette petite rivière, s'allonge une crête de matériaux albiens que l'auteur de la feuille géologique de Narbonne a interprété comme une « fenêtre » ouverte, soit sur l'autochtone soit sur un copeau de flanc inverse.

Cet Albien, plus ou moins synclinal, repose, en réalité, à l'Ouest-Sud-Ouest, indiscutablement, sur une mince carapace de Lias inférieur recouvrant le Trias. Il représente, selon toute vraisemblance, le remplissage d'une combe épianticlinale modelée avant son dépôt, à la limite de l'auréole jurassique. Le petit affleurement de calcaire éocène à Milioles dessiné sur la feuille de Narbonne, au sein de cette « fenêtre », correspondrait, pour L. Barrabé, à un relief du substratum tertiaire ; cet écueil aurait pénétré comme une écharde dans les matériaux de la « nappe » qui se seraient rabotés contre lui. M. Casteras a mis en doute (1954) l'attribution de ce calcaire au Thanétien ainsi que le proposait L. Barrabé. La présence d'Orbitolinidés à reticulum central étant plutôt (*fide:* Ciry et Rat) un argument en faveur d'un âge mésocrétacé. Dans ce cas, l'hypothèse du dégagement d'une fenêtre par rabotage basal de la série chevauchante perdrait tout fondement. Il convient, également, de noter l'absence de tout grand Foraminifère classique du Tertiaire. Ces formes : Alvéolines, Nummulites, Assilines, Opertobitolites, Discocyclines) sont, en fait, très courantes dans les calcaires à Milioles de cette époque. Il y a, donc, de très fortes probabilités pour que ce « chicot » ainsi que des corps rocheux voisins et analogues signalés par M. Casteras soient bien mésocrétacés. Il ne paraît, dès lors, pas interdit d'y voir les témoins d'une lèche marine de l'Aptien elle-même discordante sur le complexe jurassicotriasique (Axe du paléopli de la Berre) et dont les dépôts furent partiellement erodés, à leur tour, avant la transgression albienne.

Le Crétacé de la Pinède de Durban.

Le massif de Mouthoumet subit, vers le Nord, un ennoyage brutal sous les dépôts transgressifs du Dano-Eocène. A l'extrémité nord-est de ce motif, au Nord de Durban, un biseau de Trias, Jurassique et Crétacé, s'intercale entre Paléozoïque et Tertiaire. Ces assises secondaires ployées en synclinal (*synclinal de la Pinède de Durban*

se présentent comme un relief inversé prétertiaire et se trouvent, comme cette formation, enveloppées par le chevauchement de l'unité nord-pyrénéenne de Coustouge, Fontjoncouse. Ce petit coin de couverture mésozoïque autochtone, offre l'intérêt de permettre une reconstitution géographique schématique des dispositions précédant la tectogenèse majeure. Le long de ce biseau, l'Aptien supérieur vient, successivement, transgresser le Jurassique, le Lias supérieur, puis les dolomies et calcaires du Lias inférieur. Sur cette figure d'érosion prégargasienne, les poudingues et grès turono-sénoniens de La Pinède débordent à leur tour. Ils fossilisent, ainsi, une image de la structure que devait présenter le glacis de bordure du bloc Montagne Noire-Mouthoumet un peu en amont du Paléoanticlinal de La Berre-Coustouge. Le plissement du synclinal de La Pinède est antéeocène. L'ensemble des formations tertiaires recouvre, en discordance, son flanc nord liasique ou triasique par l'intermédiaire d'un conglomérat de base plus ou moins bréchique. Ce complexe, de disposition monoclinale vers le Nord, ne subit aucune modificitation de son architecture à l'approche des pendages sud, verticaux ou renversés de son substratum mésozoïque. Il faut, donc, admettre que les unités nord-pyrénéennes peuvent, en certains points, intéresser un contexte stratigraphique antécénomanien rappelant celui des unités frontales languedociennes. Ce fait tient à l'obliquité du déplacement des aires de subsidence méso et néocrétacées par rapport à l'architecture préaptienne, ainsi qu'à la manifestation de discordances répétées aux abords des motifs structuraux d'ordre mineur.

Conclusions :

architecture, paléogéographie et orogenèses des Corbières.

GENERALITES

Les dispositions évoquées au sujet de la couverture mésozoïque es Corbières sont essentiellement liées au rôle paléogéographique oué par le massif paléozoïque.

— La position élevée du Mouthoumet durant les temps jurassiues (lacune médio-jurassique, discordance Kimméridgienne) et néoomiens (orogenèse préaptienne, et, importance du modelé topograhique mésocrétacé consécutif à ce diastrophisme), sa position marnale, au Sud de l'île de la Montagne-Noire, ont fait l'objet de préédents développements.

— *D'autres faits appartiennent au domaine des connaissances 'assiques:*

— *Sur le plan paléogéographique,* il convient de rappeler le

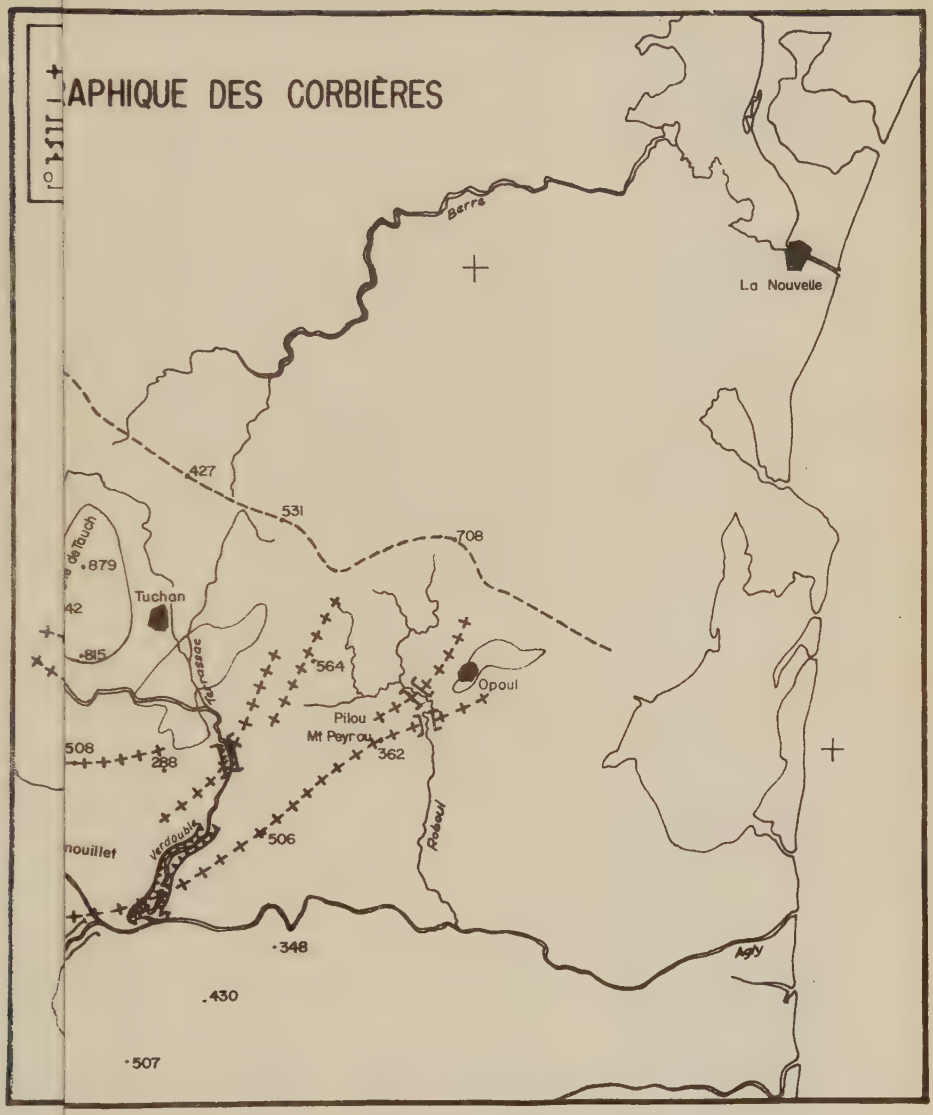

APHIQUE DES CORBIÈRES
Berre
La Nouvelle
427
531
708
879
Tuchan
42
815
564
Opoul
Pilou
Mt Peyrou
362
508
288
506
Verdouble
Roboul
348
430
507
Agly

Planche 17

déplacement progressif vers le Nord, à travers les Corbières, de la zone subsidente nord-pyrénéenne. Ce phénomène s'est développé en trois étapes conduisant à l'individualisation de domaines sédimentaires juxtaposés :

1° Au Sud, le sillon Albo-Aptien ;

2° Transversalement au massif du Mouthoumet, la gouttière Cénomano-Sénonienne discordante sur les auréoles de bordure du bassin mésozoïque ;

3° Au Nord du massif, le bassin Danopaléogène développé, en majeure partie, sur le substratum paléozoïque.

— *Sur le plan architectural,* la littérature fait état :

a) Du développement de phénomènes tangentiels d'amplitude limitée sur le bord méridional du massif ;

b) De l'existence d'importants chevauchements du deuxième genre dans les Corbières orientales ;

c) De la manifestation de déformations verticales dans tout le domaine septentrional s'étendant jusqu'à la Montagne Noire.

ARCHITECTURE PRIMITIVE. — MORPHOSTRUCTURE ET CINEMATIQUE

Les faits mis en évidence au cours de cette étude conduisent à fonder sur l'identité des zones de sédimentation une hypothèse relative à la continuité des dispositions architecturales d'âge pyrénéen. Cette continuité se serait développée à travers un édifice qui, par sa mise en place tardive, en a détruit l'ordonnance.

Une zone particulièrement fragile a été engendrée par la flexure complexe limitant, vers le Sud, le sillon néocrétacé. La coïncidence de cette flexure à regard nord avec le biseautage des séries jurassiques, dans cette direction, a facilité le développement d'une série de chevauchements. Ceux-ci affectent des éléments de la lèvre surélevée glissés vers le sillon. La manifestation de ces accidents qui se suivent, depuis le Buggarach jusqu'au « Massif de Ferrodou », a vraisemblablement débuté dès la fin du Crétacé (discordance du Danien sur le versant nord du Mouthoumet à la Pinède de Durban ainsi que sur le flanc septentrional de l'anticlinal de la Berre à Thauran et au Plat de Couloubret). Les chevauchements sont consécutifs à l'orogenèse éocène des Massifs nord-pyrénéens. Cette dernière a engendré une forte pente régionale, responsable du glissement d'éléments de couverture portés en déséquilibre.

Dans cette reconstitution, l'architecture de la couverture méri-

dionale et orientale des Corbières apparaît comme le résultat du démantèlement par la gravité du versant nord du Massif de l'Agly. A une échelle de moindre dimension, le chevauchement de Ferrodou serait issu du vaste anticlinal de La Berre, extrémité orientale du Massif de Mouthoumet. La crête décoiffée et une partie haute du flanc sud de cette structure auraient dérapé, par dessus le flanc nord du même pli, jusqu'au cœur du bassin néocrétacé. Il n'est pas interdit de penser que cette cinématique a été facilitée par un processus « morphostructural » analogue à ceux décrits par A. Luteaud en Provence (1935) et ainsi dénommés par L. Glangeaud (1961). L'importance du jeu de l'érosion sur cet ancien relief est attestée par la nature des éléments de nombreux conglomérats du Crétacé terminal et de l'Eocène.

De part et d'autre de cette ancienne zone haute, se sont développés d'autres phénomènes d'écaillage de moindre importance mais, semble-t-il, selon un mode analogue ; chevauchements de Vingrau - La Clape, au Sud, Ecailles de Boutenac, au Nord.

La physionomie d'ensemble de ce domaine est esquissée à la fin de l'exposé structural sur le « complexe méridional chevauchant ».

La manifestation d'une tectonique cassante d'âge oligocène et néogène prenant tout l'édifice des Corbières en écharpe est encore, du domaine des connaissances classiques. La simple lecture des feuilles régionales de la Carte Géologique de France au 1/80 000e illustre cette notion.

Le fait, qui n'est peut-être pas suffisamment mis en lumière, est que cette architecture surimposée à la précédente et qui en voile partiellement les lignes directrices, paraît devoir sa finition à des actions récentes.

HYDROGRAPHIE ET DEFORMATIONS RECENTES

Le dessin du réseau hydrographique est issu de phénomènes d'antécédence et de surimposition développés à partir d'éléments de surface d'aplanissement enveloppant les arêtes des reliefs actuels.

Il semble qu'une première inclinaison régionale de cette surface se soit manifestée, en direction du Nord, donnant lieu au tracé rectiligne du cours supérieur de l'Aude. Celui-ci traverse orthogonalement les divers motifs structuraux du flanc nord-pyrénéen dans lesquels il s'est encaissé ; il n'a, notamment, pas été influencé par la présence du massif de Mouthoumet. L'établissement du cours de l'Aude est donc vraisemblablement antécédent au soulèvement du Massif. Il est possible que la surface sur laquelle l'Aude s'est établie primitivement soit d'âge Miocène. Elle aurait été recouverte par un épandage pliocène dont le bassin de Tuchan ne serait qu'une relique.

Postérieurement à l'individualisation de ce petit bassin que draine le Verdouble, le soulèvement du massif a provoqué la déformation anticlinale de cette surface ; les pentes se sont alors ordonnées de façon centrifuge par rapport à la zone de crête. Ainsi se seraient orientés :

1° Le cours supérieur de l'Agly qui ignore tout aussi bien la barrière du Buggarach, percée par les gorges de Galamus, que le val de Saint-Paul-de-Fenouillet. Finalement ce petit fleuve encaisse ses profonds méandres dans le « massif granitique de l'Agly » avant de trouver une issue structurale. Cette dernière est constituée par le synclinal albien ouvert entre Estagel et Espira vers la plaine littorale ;

2° Les gorges du Verdouble, comme le cours du Reboul, orientées Nord-Ouest - Sud-Est. A l'Est du méridien d'Estagel, le val de Saint-Paul-de-Fenouillet s'incurve, vers le Nord-Est, parallèlement à la bordure du Mouthoumet, et se bifurque. De ces deux digitations, séparées par l'étroit plateau du Goulayrous, la plus septentrionale s'élimine rapidement en hauteur ; l'autre, plus orientale, se prolonge une dizaine de kilomètres au Nord de Vingrau, pour se terminer en un étroit sillon.

Au sortir de la plaine de Tuchan le Verdouble effleure, d'abord la digitation septentrionale du synclinal marneux. Cette rivière entaille, ensuite, le pli du Goulayrous pour traverser obliquement la digitation méridionale de Vingrau en direction de Tantavel. Délaissant cette dépression structurale, elle encaisse, une nouvelle fois, ses méandres dans le relief anticlinal écaillé du signal de Tantavel. Elle conflue, enfin, avec l'Agly peu en aval d'Estagel.

Le cours du Reboul draine, vers Rivesaltes jusqu'à l'Agly, les eaux du Massif de Perillos et de la zone synclinale d'Opoul, son orientation est également presque orthogonale aux éléments architecturaux. Ce torrent est vraisemblablement responsable de l'alluvionnement de la cuvette d'Opoul ; à la traversée de cette dépression, il encaisse, aujourd'hui, ses méandres, plusieurs dizaines de mètres au-dessous du lit des alluvions dans les marnes de l'Aptien supérieur. Après avoir traversé l'arête anticlinale du Mont Peyrou, la gorge, devenue conséquente, épouse un tracé rectiligne. Elle finit par s'enfoncer dans le manteau d'éboulis quaternaires et de couches lacustres pliocènes qui colmatent les irrégularités de la topographie du Mésozoïque. La surimposition du Reboul est donc très tardive certainement quaternaire. La localisation des méandres en amont du pli du mont Peyrou suggère un jeu positif de cette structure ayant provoqué une contre-pente locale avant le déblaiement de la surface et la fossilisation du tracé. Il y aurait donc, là encore, antécédence relative de l'hydrographie.

Les affleurements jurassiques isolés dans la plaine du Narbonnais et du Biterrois.

NARBONNAIS

Unités frontales languedociennes.

a) Au Nord de Lézignan-Corbières, à environ un kilomètre au Sud-Ouest du château de Montrabech, un massif rocheux liasique de 1 km² de superficie et dont on ne peut suivre la continuité vers l'Est, à cause du recouvrement quaternaire, affronte le Lutétien moyen par l'intermédiaire d'un contact anormal. Cet affleurement doit correspondre, par delà de la plaine quaternaire de l'Aude, à l'extrémité septentrionale de la zone chevauchante de Boutenac ;

b) Non loin de ce dernier site, au Sud du village de Roubiac, entre le canal du Midi et l'Aude, émergent, de sous la plaine alluviale et sur une très faible surface, du Lias calcaire et du Lias marneux ; leur position, par rapport au contexte structural, ne peut être précisée à cause du recouvrement alluvionnaire. Par analogie avec l'affleurement précédent, il semblerait logique d'y voir également un motif avancé du chevauchement jurassique, en connexion ou non, avec un front continu caché sous le Quaternaire. Les écailles qui se développent dans le Tertiaire ou le Danien, quelques kilomètres plus au Nord, trouveraient, dans la présence masquée d'une masse jurassique poussée au Nord, une explication de leur existence.

Unités nord-pyrénéennes.

a) Plusieurs pointements secondaires, connus à Sallèles-d'Aude, Moussan et au Montlaurès, à proximité des mines de soufre de Malvesi, appartiennent probablement à ces unités dont ils doivent jalonner la ligne d'extension maximale. Ces affleurements intéressent, en effet, des assises d'âge jurassique supérieur et néocomien ;

b) A l'Est des Corbières, en bordure de l'Etang de Bages, les affleurements de Portel et de Peyriac-de-Mer, représentent, au contraire, la portion proximale du chevauchement de Joncquières. Une analyse plus détaillée de ce semis de roches jurassiques à travers les marges sud-ouest du fossé de Narbonne, est donnée à l'occasion de l'étude de ce bassin.

BITERROIS

a) Au lieu dit la Galiberte, à 6 kilomètres environ au Sud de Béziers, sur la route de Vendres, faisant suite à une longue série de

ESQUISSE GÉOLOGIQUE DE L'EXTRÉMITÉ SW DES PLIS DE SAINT CHINIAN

0 — 1 km.

- a — Alluvions
- Éboulis
- Pliocène
- Molasse saumâtre du Vindobonien
- Grès d'Aigne
- Marno calcaire d'Agel
- Calcaire de Ventenac _ Grès d'Assignan
- Nummulitique marin
- Marnes rouges du Montien
- Calcaires marneux du Danien
- Grès à reptiles
- Hettangien
- Rhétien
- Trias superieur
- Bauxite
- Contact anormal

- Materiaux autochtones
- Unite frontale de Montouliers St Chinian Pierrerue
- Ecailles de Villespassans

N

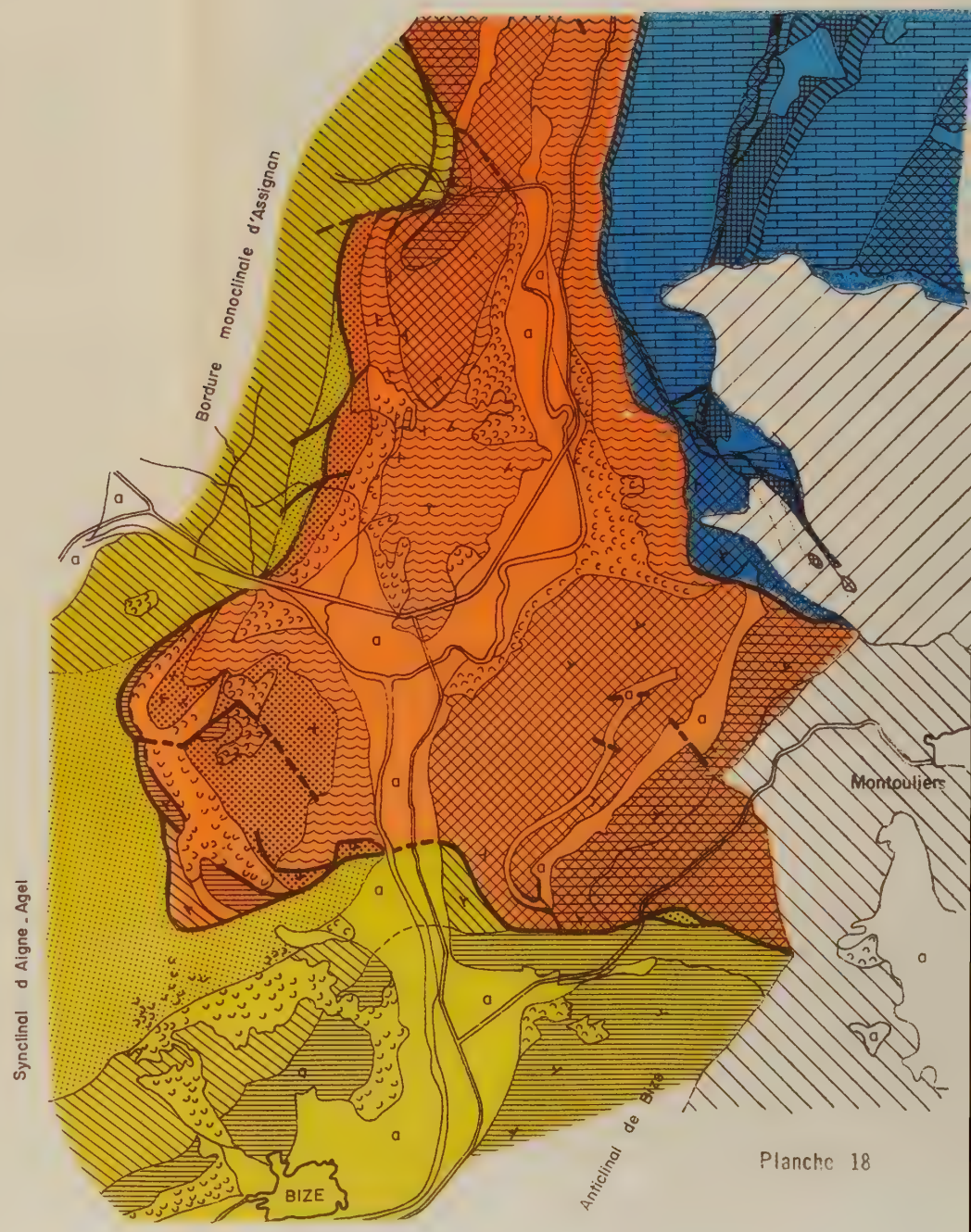


Planche 18

collines oligocènes d'allure anticlinale, s'étend une garrigue rocailleuse, couverte d'une rare végétation et creusée de vastes carrières. Les assises, qui affleurent là, sont de nature calcaire et sont d'âge liasique inférieur. Les bancs, très redressés, paraissent particllement renversés (hard ground visibles à la face inférieure des couches).

Un sondage implanté par la S.N.P.L.M. dans les terrains oligocènes au Nord de Lespignan, a pénétré dans le Lias inférieur (Sinémurien-Hettangien) à la profondeur de 360 mètres. Cette formation a été traversée sur 420 mètres.

Le sondage a, ensuite, recoupé, sous une semelle d'Infralias (20 mètres) et de marnes à gypse et grès du Keuper (90 mètres) une série sous-jacente de Crétacé supérieur conglomératique (100 mètres). *Le Jurassique de la Galiberte représente, donc, l'affleurement d'un rudiment de flanc inverse d'une lame chevauchante.* Celle-ci déborde un synclinal crétacé supérieur. L'extension de cette cuvette vers l'Est - Nord-Est a été mise en évidence dans la banlieue même de Béziers par trois sondages. Ceux-ci, alignés du Sud-Est vers le Nord-Ouest, ont recoupé, sous la discordance miocène, une série se complétant progressivement, vers le Nord, de l'Aptien au Santonien. Une coupe sismique, effectuée pour le compte de la S.N.P.L.M., permet, d'ailleurs, de se faire une idée de la forme de cet élément structural, situé en prolongement de l'unité méridionale des Corbières orientales ; il occupe une position similaire par rapport à la zone néocomienne-albienne de La Clape. A son front, se trouve également développé un synclinal de Sénonien marin. Le pli de la Galiberte marque une évolution du style structural. Il correspond à un ennoyage de cette unité chevauchante. Aux recouvrements de grande amplitude, paraît avoir succédé une disposition en écailles fortement couchées au Nord. De telles dispositions ont été mises en évidence peu au Nord et à l'Est de Béziers.

b) Entre Maureilhan et Puisserguier, la route de Béziers à Saint-Pons traverse, en son extrémité nord-orientale, un affleurement de calcaires liasiques et infraliasiques d'allure anticlinale. Cette voûte, dont l'allongement épouse une direction nord-est - sud-ouest, est affectée de nombreuses fractures et se montre, localement, crevée par une montée de Keuper. Environné de toute part par le Miocène transgressif, l'affleurement liasique est accompagné, vers le Nord, d'un minuscule pointement de Crétacé supérieur dont il paraît difficile de préciser les relations. Il semble, toutefois, que l'on puisse y voir un fragment de synclinal accolé au pli jurassique. Des deux sondages, implantés par la S.N.P.L.M., sur cette structure, l'un a pénétré dans des conglomérats du Crétacé supérieur après avoir traversé 400 mètres d'Hettangien et un mince coussin de marnes triasiques (9 mètres).

Il faut. donc, admettre que l'anticlinal de Puisserguier correspond, encore, à un front de lame jurassique chevauchante. Comme à la Galiberte, il ne s'agit pas d'un charriage horizontal mais d'une écaille fortement couchée.

Les chaînons de Saint-Chinian.

LES ENSEMBLES SEDIMENTAIRES ET STRUCTURAUX AUX AFFLEUREMENTS

Généralités.

Immédiatement au Sud de Saint-Chinian, se développe un massif montagneux dont les reliefs, relativement médiocres, sont modelés aux dépens d'une armature constituée en majorité de calcaires liasiques et daniens. Ce massif s'étend, depuis les environs de Bize et Agel, au Sud-Ouest, jusqu'à proximité de Murviel-lès-Béziers, à l'Est. Les diverses formations, qui participent à sa constitution, se répartissent en bandes grossièrement parallèles et plusieurs fois répétées. Cette répartition correspond aux affleurements d'un train de plis dissymétriques. Leur tracé, sur une carte, montre une succession d'arcs plus ou moins concentriques. Les matériaux engagés dans ces déformations, se répartissent selon des zones approximativement parallèles aux directions tectoniques.

Le synclinal d'Aigne-Cessenon.

Au Nord, les assises tertiaires s'appuient, en transgression directe sur le Paléozoïque de la Montagne Noire. La succession débute par des calcaires organogènes riches en milioles, à leur base, tandis que leur moitié supérieure est presque exclusivement constituée par l'empilement de test d'alvéolines et d'orbitolites (opertorbitolites). Cette assise, d'âge yprésien, supporte en continuité une formation de faciès continental, composée d'argiles bariolées et de calcaires lithographiques, à faune d'eau douce, et connus sous le vocable de *calcaire de Ventenac*.

Comme dans l'ensemble du Languedoc, les sédiments de l'Eocène supérieur correspondent à une phase d'apports détritiques où alternent assises gréseuses, marneuses, de teintes bariolées et marnocalcaires (grès et marnes d'Assignan et de Reals, marno-calcaires d'Agel et de Cessenon - Grès d'Aigne et argiles bariolées de Cessenon). Ces diverses formations témoignent, par leur caractère localement discordant et transgressif, des mouvements qui ont présidé à leurs dépôts.

Ces matériaux éocènes sont disposés en un synclinal dont le flanc nord est doucement penté vers le Sud. Tandis qu'à l'Ouest de Saint-Chinian, il s'appuie normalement sur le Paléozoïque, ce

même élément structural se montre effondré, plus à l'Est, entre Saint-Chinian et Causses-et-Veyran. Il bute, là, par faille, contre le Silurien et le Dévonien ; vers le Sud - Sud-Ouest, le flanc méridional de cette cuvette (extrémité du synclinal du Minervois) se montre affecté de plis allongés nord-est - sud-ouest. Les carapaces de ces plis sont constituées de calcaire de Ventenac. Leurs flancs est se montrent étirés par des fractures longitudinales se poursuivant bien au-delà des aires de culmination. Ces anticlinaux paraissent, même, ne représenter que le moulage superficiel de gradins déterminés par ces failles, sur lesquelles ils s'alignent ; tels sont les anticlinaux du Serre-d'Oupia et du Signal de la Garde-Rolland, de Sainte-Vallière et du Pech-de-Bize.

L'unité de Pierrerue.

Un contact anormal, au contour onduleux, sépare ce synclinal d'une bande de matériaux d'âge crétacé supérieur et éocène. Ces assises sont ployées en anticlinal dissymétrique dont l'axe, fortement arqué, est déversé périférikquement vers l'Ouest et le Nord-Ouest. Ce motif structural se dégage du recouvrement néogène entre Montouliers et le Pech-de-Bize. Le contact anormal séparant le synclinal d'Aigne de l'anticlinal déversé, suit tout d'abord une direction approximativement est-ouest ; il traverse la Cèsse, au Nord de Bize, et se complique d'accidents secondaires sur les flancs méridionaux du mont Cayla ; puis, contournant cette éminence par l'Ouest, il traverse une seconde fois la Cèsse et file en direction du Nord-Est. Il passe quelques centaines de mètres à l'Est du Puech-Montahaut et se développe jusqu'au Nord de Notre-Dame-de-Nazareth, vers le point où le Vernazobre pénètre du Paléozoïque dans le Crétacé supérieur.

A l'Est de Saint-Chinian, le pli est affecté d'une surélévation d'axe permettant au substratum du Crétacé supérieur d'affleurer à hauteur du village de Pierrerue. Un liseré de Bauxite sépare les « grès à reptiles » de calcaires dolomitiques du Lias inférieur dont elle colmate la surface karstifiée. Cette formation hettangienne et rhétienne constitue le cœur d'une écaillle poussée au Nord et dont la semelle de marnes triasiques chevauche des couches éocènes. Le contact anormal, allongé d'Ouest en Est, d'abord presque rectiligne, devient très sinueux à l'Est du méridien de Cessenon. Les fermes de Le Verdier, la Bousquette, Cazalvieil, Thezanel jalonnent son tracé. Les matériaux sur lesquels chevauche l'écaille de Pierrerue, sont d'âge nummulitique et se montrent disposés en un pli anticlinal aigu, s'ennoyant vers l'Ouest. Vers l'Est, au contraire, l'exhaussement de ce pli fait affleurer, en son axe, des assises plus anciennes : marnes et calcaires daniens. Le contact stratigraphique de l'Yprésien sur le Danien se fait sans interposition de marnes vitrolliennes. Celles-ci ne

paraissent, donc pas, s'être déposées aussi loin vers le Nord-Est. A l'Est de Cessenon, l'étirement des calcaires marins ypréso-lutétien du flanc nord de l'anticlinal amène le Danien à chevaucher légèrement des marno-calcaires de Cessenon (lutétien supérieur).

Le faisceau de la Roquefourcade.

On a coutume d'appeler, ainsi, une série d'écailles liasiques épousant le même tracé arqué que celui de l'unité de Pierrerue. Au nombre de quatre à l'extrémité sud-ouest du faisceau, entre Cruzy et Montouliers, ces écailles se montrent fortement déversées vers la périphérie de l'arc : d'étroits synclinaux de grès à reptiles séparent ces divers motifs. Le plus méridional d'entre eux s'ennoie sous sa couverture maestrichtienne à environ deux kilomètres au Nord de Cruzy, en bordure de la route menant de ce village à Villespassans. Entre Montouliers et Villespassans, la première écaille du faisceau de la Roquefourcade (écaille frontale) rebrousse, en un genou anticlinal, les grès maestrichtiens et les calcaires daniens de l'extrémité méridionale de l'unité de Pierrerue, puis chevauche franchement cet élément structural et paraît l'oblitérer complètement, entre Pierrerue et Cazedarnes. Au Nord-Est de cette dernière agglomération, son front ne se distingue plus de celui de l'écaille de Pierrerue. Entre la Bousquette et Cazevieil, un dédoublement local du contact anormal permet le développement d'une écaille synclinale de Maestrichtien et de Danien. Cette écaille n'est peut-être en réalité que la réapparition, de l'unité de Pierrerue, grâce à l'intersection propice de la surface topographique avec ce motif.

Le synclinal de Fargoussières.

Au Sud des dispositions qui viennent d'être évoquées, se développe une aire synclinale doucement ondulée. Les affleurements de grès à reptiles, calcaires et marnes daniens ainsi que de marnes vitrolliennes, développées entre Creissan - Fargoussières - Cebazan - Cazedarnes - La Bousquette et Puisserguier, reposent, au Nord - Nord-Ouest et à l'Ouest, sur les assises du Lias inférieur. Aucun affleurement de Bauxite ne souligne cette lacune. Vers le Sud et l'Est, les assises crétacées sont portées aux contacts de séries jurassiques fort différentes de celle du faisceau de la Roquefourcade. La nature de ces contacts est difficile à préciser, en raison des faibles dénivelées topographiques modelant ce paysage et de la mauvaise présentation des affleurements.

Les affleurements de Creissan et de Cazouls-lès-Béziers.

A l'Ouest de Creissan, au bord sud du synclinal de Fargoussières, émerge, de la plaine néogène, une succession de petites écailles infra-

liasiques et triasiques. Leur front nord au lieudit Puech-Memel est constitué d'une série jurassique fort redressée et beaucoup plus complète que celle intéressée par les plis de la Roquefourcade. Le Lias moyen et supérieur, le Bajocien et, peut-être, le Bathonien affleurent, selon d'étroites bandes est-ouest, déversées au Nord. Des placages plus ou moins continus de bauxite tapissent la dalle terminale du Jurassique.

A quelques kilomètres vers l'Est, au Nord de Cazouls-lès-Béziers, se développe une vaste garrigue où d'importantes surfaces sont couvertes de roches dolomitiques. Certaines de ces dolomies sont d'âge liasique, d'autres sont bathoniennes ou datent déjà du Jurassique supérieur. Ces dernières sont surtout développées à l'Ouest de la route menant de Cazouls à Cessenon. Le contact, entre la masse jurassique et les matériaux crétacés de l'extrémité du synclinal de Fargoussières, est très sinueux et peu net à l'affleurement. Des poches de bauxite colmattant un karst ancien et très profond, constellent la surface des dolomies bathoniennes ; leur présence permet, en certains points, de jalonner le contact jurassique-crétacé. Celui-ci se développe, parallèlement et à l'Est d'une ligne joignant les fermes de la Bouscade et de Combelles. Au Nord de ce dernier mas, se manifeste une étroite digitation de direction nord-est - sud-ouest ; à la lisière méridionale de cette digitation, affleurent des marnes liasiques, le contact jurassique-danien épouse ensuite une direction sud-sud-ouest - nord-nord-est, jusqu'à Fontcaude. Au-delà de ce hameau, il se dirige nettement Est-Ouest puis, au Nord de Mas-Capel, décrit une large langue nord-est - sud-ouest et se rabat vers le Sud, séparant, dès lors, Lias et Maestrichtien. Entre Mas-Capel, Canders et Cazalvieil, ce contact décrit une sorte d'ellipse enveloppant les grès à reptiles qui occupent en ce point une zone déprimée par rapport au Jurassique. Au-delà de Cazalvieil, les matériaux jurassiques de Cazouls participent au chevauchement qui caractérisaient le faisceau de la Roquefourcade.

Une longue faille, courant de Rials à Thezanel, effondre vers l'Est toutes les unités de l'édifice structural analysé. Il met, notamment, en contact l'infralias et le nummulitique du pli de Reals.

La géométrie des contours, séparant la masse jurassique de Cazouls du Crétacé du synclinal de Fargoussière, ne paraît guère pouvoir être expliquée sans le secours d'un contact anormal. En effet, l'auréole maestrichtienne de la terminaison orientale du synclinal disparaît, brutalement, dans l'étroite gouttière de Canders, au sein d'un paysage liasique. Le contact entre le Maestrichtien et les calcaires daniens concordants, bute, à angle droit, contre les assises du Jurassique, au Nord de Mas-Capel. Au-delà de ce point, le Danien se trouve successivement en contact vers l'Ouest avec le Jurassique moyen ou le Lias. Cette disposition pourrait résulter de

la transgressivité du Danien sur une surface d'érosion du Jurassique. Il semble plus satisfaisant d'admettre le chevauchement d'une écaille jurassique sur le bord méridional de la terminaison nord-orientale du synclinal de Fargoussière. Celui-ci serait partiellement oblitéré par l'élément chevauchant.

Au Sud de cette dépression, s'individualiserait donc, un chevauchement. Celui-ci intéresserait des matériaux liasiques et jurassiques tronqués par la surface anté-aptienne et représenterait donc un élément fossilisé d'une ancienne côte jurassique. Celle-ci, développée en retrait de la zone liasique, dessinait avec cette dernière, vraisemblablement avant la manifestation des plissements qui les affectent, une série d'auréoles autour de la Montagne Noire.

Le pli de Sévignac.

Les assises éocènes, affleurant au Sud de Reals, dessinent un pli anticlinal, allongé du Nord au Sud, parallèlement à la faille de Thezanel. Elles sont enveloppées, au Sud et à l'Est, par un contact anormal plongeant périanticlinalement au Sud et à l'Est. Ce contact amène la superposition, à ces matériaux éocènes, d'assises triasiques (Sevignac - Thezanel), liasiques ou crétacées (Sevignac, Château-de-Mas, Causses et Veyran) ; quelques lambeaux triasiques et infraliasiques reposent sur l'Eocène supérieur de cette demi-fenêtre.

Les assises éocènes de Reals sont, très vraisemblablement, superposées à la prolongation du Jurassique de Cazouls, effondré par la faille de Thezanel. Il convient de considérer le chevauchement de Sevignac comme le front d'une écaille plus méridionale analogue à celle de Puisserguier. Comme dans les écailles frontales de Saint-Chinian, les grès à reptiles y viennent au contact de l'Infralias.

Conclusions.

En résumé, les dépôts d'âge Crétacé supérieur et tertiaire occupent des aires synclinales de style doux et harmonieux, les bandes d'affleurements triasico-liasiques se présentent, au contraire, sous l'aspect de plis aigus dont les flancs nord sont généralement rompus, donnant, à l'ensemble de ces structures imbriquées l'allure de lames perçantes. Le front de ce complexe structural se montre nettement déversé et même chevauchant sur le synclinal éocène et crétacé supérieur qui se trouve au devant de lui. Les deux extrémités visibles sud-ouest et nord-est de ce contact anormal, montrent une apparente exagération du chevauchement donnant, en quelque sorte, l'impression d'un « débordement périphérique ». Il semble, cependant, que certains synclinaux éocènes (synclinal de Canders) engagé au cœur de ces « débordements » représentent en réalité des demi-fenêtres. Celles-ci seraient ménagées par l'érosion, sur les bords est

et ouest, d'un ensemble complexe de lames imbriquées, déplacées en masse sur l'extrémité orientale du bassin éocène sous-pyrénéen. Il ne s'agit, certes pas, de nappe au sens que les géologues alpins confèrent à ce mot, mais d'un chevauchement dont la flèche dépasse plusieurs kilomètres.

La réalité de ce phénomène est confirmée par les informations fournies par divers sondages profonds.

LES RESULTATS DE SONDAGES S.N.P.L.M.

Dans les environs de Saint-Chinian, divers sondages ont été implantés sur l'unité la plus externe du faisceau de la Roquefourcade. Ces forages localisés entre Villepassans et Vignalet ont recoupé le contact anormal frontal aux cotes suivantes :

Saint-Chinian 1 : 215 mètres.
Saint-Chinian 2 : 170 mètres.
Saint-Chinian 3 : 281 mètres.
Saint-Chinian 4 : 245 mètres.

Ce qui donne à cette surface de discontinuité une inclinaison de 45 à 70° aux abords immédiats du front de chevauchement.

Par ailleurs, l'unité la plus méridionale de ce système, matérialisée par les affleurements situés à environ 2 kilomètres à l'Ouest du village de Creissan, a également fait l'objet d'un forage qui a confirmé l'allure déversée de ce pli. Sous une lame de Trias puissante de 98 mètres et poussée au Nord, le sondage a traversé une écaille synclinale de Lias supérieur et de Bajocien. Le creusement du puits a été arrêté, à 385 mètres, dans le Lias marneux.

En fait, les résultats de ces sondages, placés sur des structures étroites, non loin de leur front, n'interdisaient pas de penser qu'il ne s'agissait, là, que de plis dissymétriques, simplement poussés ou déversés vers le Nord, mais enracinés sur place.

Un dernier emplacement fut choisi en un point où les conditions de surface paraissaient, à quelque 4 kilomètres de contact anormal frontal, plaider en faveur d'une zone calme et bien enracinée. Ce point est situé sur le vaste affleurement triasique, développé au Nord-Est de Cazouls-lès-Béziers, à proximité du domaine de Sevignac.

La coupe du sondage est la suivante :

2,72 - 40,19 Keuper : grès et argiles bariolées jaunes et rouges.

1. - Contact anormal :

40,19 - 508 Eocène : marnocalcaire grès et conglomérats jaunâtres et passées argileuses grises.

Discordance :

508. — 510 Bauxite ;

510. — 596 Bajocien ;

596. — 857 Complexe tectonisé - Lias marneux - Eocène Keuper se succédant fréquemment sur une même verticale.

2. - Contact anormal :

857. — 1 224 Eocène - Rognacien, calcaire gréseux jaune et gris, intercalations de calcaire blanc.

Discordance :

1 224. — 1 349 Keuper - argile à gypse anhydrite massive, quartz bipyramidé.

3. - Contact anormal :

1 349. — 1 406 Eocène.

Discordance :

1 406 — 1 512,82 Lias calcaire - dolomie bréchique.

Le contenu de la série stratigraphique immédiatement subordonnée au premier contact anormal présente de fortes analogies avec celui du flanc sud du synclinal de Fargoussières. La transgressivité du Tertiaire sur le Lias inférieur et le Trias observé dans les écailles inférieures, rappelle, au contraire, celle des assises du Crétacé terminal sur le Lias inférieur du faisceau de la Roquefourcade. Dans les deux cas aucun dépôt de Bauxite n'accompagne ce contact. Il paraît, ainsi, tentant d'admettre que les diverses écailles échelonnées, du Sud au Nord de l'arc de Saint-Chinian, se trouvent empilées à la verticale du sondage de Cazouls.

POSITION DE L'ARC DE SAINT-CHINIAN DANS LE CONTEXTE ARCHITECTURAL

La présence d'un empilement de séries de composition différentes au droit de cet emplacement, conduit à interpréter en style tangentiel les divers contours séparant le Crétacé supérieur ou l'Eocène du Jurassique et à admettre pour toute cette région l'existence de chevauchements importants, de l'ordre de 10 à 15 kilomètres. Par son style et sa position vis-à-vis du sillon éocène, l'arc de Saint-Chinian est comparable au complexe structural des Corbières orientales qu'il paraît prolonger ou relayer vers le Nord-Est. On y observe

en outre, une curieuse ressemblance dans la répartition des ensembles sédimentaires par rapport aux zones tectoniques. Les écailles de Lias inférieur, chevauchant l'avant-pays éocène, ne portent, sur leur dos, que du Crétacé supérieur, tandis que les unités méridionales comportent une série secondaire beaucoup plus complète. Cependant la différence très sensible de la répartition stratigraphique de ces unités ne permet pas d'assimiler l'unité de Cazouls à la zone nord-pyrénéenne des Corbières. La série jurassique, dans celle-là ne comporte pas de niveaux plus récents que le jurassique moyen, tandis que tout le Jurassique et le Néocomien participent à l'édification des Corbières orientales. Il semble donc que, s'il y a chevauchement en masse de l'arc de Saint-Chinian, celle-ci s'inscrit, dans le plan d'ensemble architectural, non pas comme un fragment d'une complexe et unique nappe de charriage, mais plutôt comme partie d'une série de festons chevauchants à la limite nord d'une zone instable. Les éléments régionaux de cette zone ont réagi de façon similaire, mais individuelle, aux sollicitations de la pesanteur.

Dans son mouvement de translation vers le Nord, la masse jurassique a reployé sous elle et refoulé, au devant d'elle, le bord méridional du bassin crétacé supérieur éocène ; ainsi, a pris naissance la belle écaille qui (écaille du mont Cayla) de Bize-et-Agel s'allonge jusqu'à Saint-Chinian, oblitérant, ainsi, totalement le bassin sur environ deux kilomètres.

A l'Est de Saint-Chinian, l'écaille de Pierrerue montre, à la base de cette unité, un copeau liasique qui vient s'accoler le long de la route de Cazedarne, contre le front de chevauchement principal. Au Sud de Cessenon, il semble bien qu'il n'y ait, au devant du Jurassique, que des plis autochtones déversés au Nord.

Les prolongements des zones nord-pyrénéennes et frontales-languedociennes sous la plaine miopliocène entre l'Orb et l'Hérault.

CONTINUITE DU STYLE CHEVAUCHANT

Comment évolue, vers l'Est, le style tectonique mis en évidence à Saint-Chinian ? C'est encore, grâce aux sondages effectués par la S.N.P.L.M., qu'une réponse peut être tentée. Soit que l'érosion antémiocène ait débarrassé des éléments de couvertures étrangers, la région située au Nord d'une ligne brisée joignant Murviel-lès-Béziers, Servian et Pézenas, soit que l'ampleur des déplacements tangentiels ait été moindre dans cette contrée, le Miocène repose là sur une série jurassique autochtone modérément déformée.

Quelques centaines de mètres au Sud-Ouest de Montblanc, un sondage, implanté sur des affleurements pliocènes, a pénétré, sous une certaine épaisseur de cette formation (260 mètres), dans le Jurassique.

Des calcaires siliceux d'âge liasique et épais de 170 mètres reposent, à leur tour en position anormale, sur une formation plus ou moins bréchique, à éléments de calcaire crétacé supérieur (Rosalines). La base de cet horizon détritique, pénétré sur 85 mètres n'a pas été atteinte. Ce sondage a donc mis en évidence, en ce point, l'existence d'une tectonique tangentielle caractérisée ; la profondeur à laquelle l'accident a été atteint, permet de penser, qu'au style très plat de Cazouls, a succédé un écaillement d'allure beaucoup plus redressé (zone de « racines » probable).

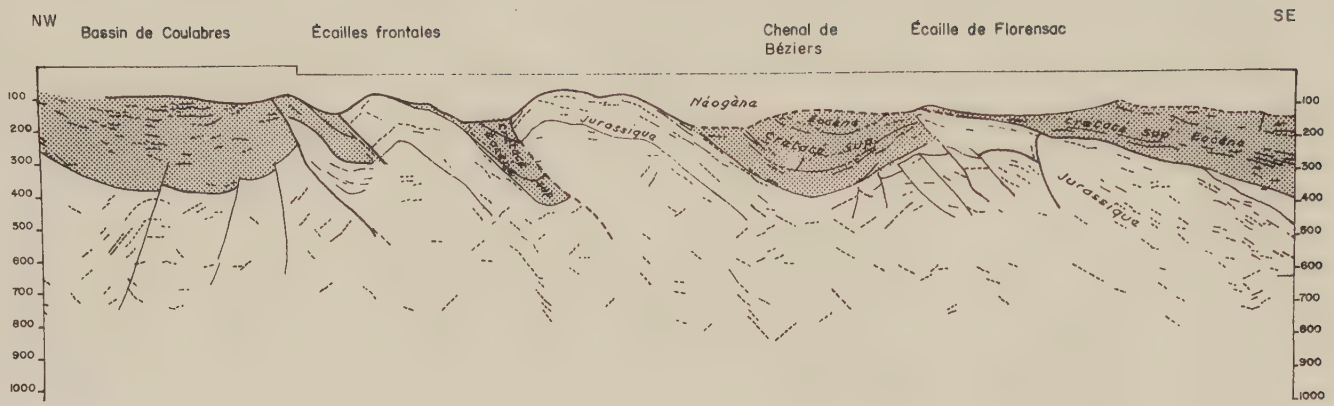
Une série de sondages, effectués aux alentours de Pézenas et de Castelnau-de-Guers, a permis de préciser le vaste développement de la voûte observée dans les couches daniennes à l'Est - Nord-Est de Castelnau-de-Guers. L'un de ces forages, localisé au Sud de l'Hermitage-Saint-Antoine a été arrêté à la profondeur de 3 800 mètres, au sein d'une masse triasique épaisse de 850 mètres. Un autre, poussé jusqu'à 2 605 mètres, a rencontré, entre 2 340 et 2 450 mètres, sous l'Infralias, un faible matelas triasique, puis, sur 155 mètres, du Lias moyen. Ce fait montre l'existence d'un décollement profond de l'ensemble de la série secondaire sur le Trias.

Les coupes sismiques, effectuées dans cette région de Pézenas-Montblanc précisent la structure de la série chevauchante. Celle-ci paraît constituée d'une succession d'imbrications ayant l'allure de plis faillés dont les flancs auraient été rompus, permettant le glissement en avant des têtes anticlinales.

ESSAI DE CORRELATION

Il semble que l'on puisse, également, grâce à la densité des profils étudiés par cette méthode géophysique, tenter d'identifier et de préciser les relations entre les différents éléments structuraux. Par analogie avec les figures sismiques, réalisées à proximité des sondages de Lespignan et de Montblanc, on serait tenté de faire passer la ligne de front de cette zone externe de matériaux déplacés, par Bassan et La Bégude-de-Jordy, tandis qu'une deuxième écaille plus méridionale s'alignerait sensiblement entre le domaine de Peytavit-le-Haut et Montblanc. Vers le Sud, se développe un vaste plateau enfoui sous une couverture crétacée supérieure et pliocène de puissance assez modeste (328 mètres au sondage dit Florensac I, à côté même du village de Bessan.

Cette zone tabulaire ou faiblement synclinale pourrait corres-



Temps simples en millisecondes

INTERPRÉTATION STRUCTURALE D'UNE COUPE SISMIQUE NW. SE. DÉVELOPPÉE A L'EST DE BÉZIERS

ENTRE LE LITTORAL ET LE PARALLÈLE DE SERVIAN

Planche 19

pondre à la prolongation orientale du synclinal crétacé supérieur de Béziers, tandis que la zone des écailles ou chevauchements nord-pyrénéens de La Galiberte viendrait mourir dans la région de Vias.

CHAPITRE III

LE PLI DE MONTPELLIER

SOMMAIRE

Généralités.

Les grands traits géomorphologiques.

Les éléments structuraux.

I. — **Le contact anormal frontal.**

II. — **Les écailles septentrionales.**

III. — **Les effets du chevauchement sur l'avant-pays.**
LES MOTIFS CHEVAUCHÉS.
LE CHEVAUCHEMENT LUTÉTIEN DU PUECH-NÈGRE - SAINT-GENIÈS.
A) *L'oblitération du synclinal de la Taillade.*
B) *Le front du chevauchement lutétien.*
C) *L'écaille de Saint-Geniès.*
D) *La terminaison orientale du chevauchement lutétien.*
LES RELATIONS DU JURASSIQUE ET DU TERTIAIRE LE LONG DE LA LIMITE NORD DU PLI DE MONTPELLIER, A L'EST DE SAINT-PAUL-ET-VALMALLE.

IV. — **La zone axiale liasique.**
GÉNÉRALITÉS.
ANALYSE DÉTAILLÉE.

V. — **Le flanc méridional.**
LES REPLIS DE LA ZONE AMONT.
L'AIRE SYNCLINALE GREFFÉE SUR LE VERSANT MÉRIDIONAL.
LE NEZ ANTICLINAL PLONGEANT DE COURNONTERRAL.
LE MASSIF DE LA MOURRE.

Les motifs structuraux annexes.

I. — **Le col structural de la route de Villeveyrac - Montbazin.**

II. — **L'anticlinal jurassique de Poussan - Loupian.**

III. — **Le bassin de Sainton.**

IV. — **Le bassin de Villeveyrac et ses divers motifs structuraux.**
STATIGRAPHIE.

ARCHITECTURE.
A) *La prolongation dans le Crétacé de l'anticlinal plongeant de Poussan - Loupian.*
B) *Le synclinal de Vallemagne.*
C) *L'ensellement de Saint-Martin et de Florensac.*
D) *L'anticlinal de Castelnau.*
a) Géométrie superficielle.
b) Géométrie profonde.

Conclusions :

l'architecture et la genèse du « Pli de Montpellier ».

I. — **Le style architectural.**

II. — **Cinématique.**
CAUSES DU PLISSEMENT.
SUCCESSION DES PHASES DE DÉFORMATION.
A) *Mise en place.*
B) *Phases prémonitrices.*
a) Déformations prélutétiennes.
b) Déformation liée au début de la sédimentation du complexe rutilant Crétacé terminal-Eocène.
c) Déformation épirogénique antérieure au dépôt du complexe rutilant.
d) Phase antérieure à la Bauxite.
C) *Phases posthumes.*

Généralités.

C'est un vaste et complexe anticlinorium dessinant un arc de virgation à convexité nord-ouest. Le point culminant de cette virgation se trouve entre Murviel-lès-Montpellier et Saint-Georges-d'Orques. La masse jurassique généralement soulignée par une végétation de garrigues, s'étend depuis Plaissan, en bordure de la plaine de l'Hérault jusqu'à Saint-Brès, entre Montpellier et Lunel. Elle est déversée au Nord, selon un accident à peu près Est-Ouest, sur le synclinorium tertiaire de Saint-Paul et Valmalle.

Les grands traits géomorphologiques.

Limité au Sud-Est, par la plaine miocène de l'Etang de Thau et celle de Montbazin-Gigean, puis, entre Montpellier et Lunel, par la plaine côtière, le pli de Montpellier est recoupé obliquement par un système d'accidents de direction varisque. Les plus importants

de ceux-ci ont donné naissance au large fossé situé sur l'emplacement même de la plaine de Montbazin. Un autre accident est celui qui, oblique aux précédents, court depuis Viols-le-Fort jusqu'à Bouzigues. Son jeu, tantôt horizontal, tantôt vertical, a eu pour résultat de décaler, avant le Miocène, la surface topographique du pli de Montpellier, en abaissant sa lèvre est d'une centaine de mètres. La masse principale du pli de Montpellier est située à l'Ouest du fossé de Montbazin ; c'est une contrée triangulaire rocailleuse et inhabitée, se développant en patte d'oie depuis le Mas-de-Gimmel, en direction de Vendemian et de Loupian. Le front nord de cette unité n'est pas aussi nettement soulignée par la topographie que ne le sont les limites sud-est et ouest. La surface d'aplanissement de l'Eocène terminal, qui a raboté ces reliefs, se prolonge à la même altitude, vers le Nord, à travers le synclinal de Saint-Paul-et-Valmalle, jusqu'au massif jurassique de Viols-le-Fort.

Les débris de la pénéplaine, établie sur les calcaires lacustres lutétiens du synclinal, viennent, en effet, se raccorder, en crêtes obliques, au plateau d'Aumelas. L'altitude de ces crêtes et celle du Causse d'Aumelas sont voisines de trois cents mètres.

Plusieurs surfaces d'aplanissement participent, d'ailleurs, au modelé de cette masse montagneuse. La pénéplaine de 250-300 mètres dite « causse d'Aumelas » présente des reliefs résiduels atteignant 350 mètres (signal du Cardonet). Elle s'étend sur 60 km² à l'intérieur d'une ligne brisée Saint-Paul-et-Valmelle - Fertalières - Antonègre - Col de Villeveyrac - Sainton - Plaissan - Château d'Aumelas.

A l'Est et au Sud de cette limite, le causse d'Aumelas est ceinturé par un autre plateau dont la cote moyenne s'établit aux environs de 130 mètres. Seules les hauteurs du « télégraphe de Murviel » et de « Vedas Arbre » dessinent une série de collines coniques ou trapézoïdales, en hémicycle, qui dominent ce plateau, de 80 à 100 mètres. Cette surface de 130 mètres paraît procéder de celle de 250-300 mètres par affaissement le long de l'accident Viols-le-Fort - Bouzigues, durant l'Oligocène, et raccordement des versants, au Miocène. Une longue gorge, au tracé sinueux et nettement surimposé, s'est incrustée dans cet entablement et traverse le massif jurassique dans toute sa largeur, entre Saint-Paul-et-Valmalle et Cournonterral. Elle est due à un petit affluent de la Mosson : Le Coulazou.

Au Sud du col de Villeveyrac, un petit chaînon est couronné par une étroite plate-forme établie entre 180 et 200 mètres. M. Dreyfus (1941 b) relie cet élément topographique à la surface de 300 mètres en admettant un gauchissement général de la zone anticlinale postérieurement à son aplanissement.

Comme c'est également le cas à la Gardiole, ce petit massif se

montre ceinturé par un plateau d'une altitude de 60 mètres parmi quelques méplats, visibles au voisinage de la cote 100, il en est un qui supporte un petit lambeau de Miocène marin.

Plusieurs dépressions marneuses, couvertes de cultures, pénètrent à l'intérieur du massif calcaire : le synclinal de Villeveyrac, le fossé de Sainton-Cabrials, le fossé d'Antonègre et celui de Fertalières. Tous les matériaux qui emplissent ces fossés, sont d'âge crétacé supérieur ou éocène.

Vers le Sud-Ouest, le pays crétacé supérieur, formé d'une succession puissante de marnes, de grès, de conglomérats et de calcaire, se poursuit jusqu'à Castelnau-de-Guers.

Entre Saint-Georges-d'Orques et Murviel-lès-Montpellier s'ouvre, au milieu d'un groupe de petites collines boisées, une cuvette de deux kilomètres de rayon et creusée dans les marnes noires supraliasiques. Cette dépression, drainée par un petit cours d'eau qui porte le nom de Lassederon, correspond au cœur d'un vaste dôme dit « dôme de Murviel ».

A l'Est de cette coupole liasique, le Jurassique disparaît rapidement sous une large bande de terrains oligo-miocènes. Ceux-ci prolongent, au travers du massif calcaire, la plaine cultivée de Montbazin ; un maigre ruisseau, le Verdanson, draine ce couloir de terrains meubles. Le fossé de Montbazin - Gigean prend ainsi en écharpe le front du pli de Montpellier, entre Saint-Georges et la route de Montpellier à Ganges. Il isole, vers l'Est, une fraction de ce pli dont le relief et le style tectoniques diffèrent de celui des régions plus occidentales.

Les calcaires jurassiques affleurent dans la banlieue même de Montpellier (route de Ganges, Collège des Ecossais, bois de Lavalette), selon une bande de 1 500 mètres à 2 kilomètres de large et développée sur une vingtaine de kilomètres. La route de Nîmes longe la bordure méridionale de cette zone qui ne se signale que par de faibles reliefs couverts, à l'exception de quelques boquetaux, par une maigre végétation. Récemment encore, ce massif, dont n'émerge pratiquement que la crête frontale, devait se trouver enterré sous les dépôts miocènes.

Dans cette portion orientale du pli de Montpellier, le Jurassique ne vient plus buter contre ou sur le Danien-Eocène. Une bande de terrains néocomiens, fortement tectonisés, apparue (émergeant sous l'Eocène supérieur discordant) au « Plan des quatre seigneurs », se développe, vers l'Est, donnant un relief diversifié de combes marneuses et de côtes calcaires ; là, alternent cultures et bois : pinèdes ou taillis de chênes verts. Ce paysage est celui de tout le synclinal qui s'étale jusqu'au pied du Saint-Loup.

Trois cours d'eau, d'inégale importance, traversent dans sa largeur, la dorsale jurassique par des cluses de surimposition. Ce sont le Lez, entre Le Moulin-de-Navitau et Castelnau, la Cadoule, entre Baillargues et Vendargues, la Berange enfin à hauteur de Saint-Brès.

Entre le Crès et Vendargues, un ensellement occupé par du Néocomien, divise cette bande en deux portions d'architecture dissemblable, relativement simple, à l'Est, beaucoup plus complexe à l'Ouest.

Les éléments structuraux.

La description architecturale du « pli de Montpellier » peut se résumer schématiquement à l'analyse des éléments suivants :

1° **Le contact anormal frontal ;**

2° **Les écailles septentrionales ;**

3° **Les écailles de l'avant-pays ;**

4° **Le dôme de Murviel et l'axe liasique ;**

5° **Le flanc méridional du pli de Montpellier.**

LE CONTACT ANORMAL FRONTAL

Lorsqu'il émerge de la plaine néogène de l'Hérault, à Castelnau-de-Guers, le pli de Montpellier apparaît comme une paléochaîne, imparfaitement exhumée par l'érosion, de son manteau de terrains discordants. Les indentations des contacts jurassique-tertiaire qui se développent vers le Nord-Est, n'indiquent rien d'autre que l'existence d'ondulations, fractures ou reliefs ayant servi de cadre à la sédimentation qui les a en quelque sorte fossilisés.

Entre Plaisan et Vendemian, l'Oligocène repose sur le Jurassique, selon une ligne nord-est - sud-ouest, à peu près rectiligne. Cette direction recoupe, sous un angle important, les ondulations affectant le bord ouest du synclinorium de Fertalières. Au-delà de Vendemian, les rapports du Jurassique et du Tertiaire se modifient rapidement. L'érosion a dégagé, de son manteau néogène, la région de collines, développée au pied du causse d'Aumelas. On voit, alors, le complexe mésozoïque, grâce à une surface de cisaillement apparemment peu pentée, reposer sur un Eocène fortement ridé et entraîné vers le Nord. Malgré la déviation notable qui leur est imposée, ces plis éocènes passent nettement « en tunnel » sous la masse jurassique.

Ainsi, voit-on, sur la rive gauche du ruisseau de Rouveirolles deux synclinaux lutétiens ainsi que l'anticlinal éocène inférieur, qui les sépare, venir se coincer dans le versant du vallon, sous la masse calcaréo-dolomitique surplombante. On voit même une de ces lames synclinales pénétrer, en demi-fenêtre, en forme de doigt de gant, à l'intérieur de la masse jurassique, immédiatement au Nord de la côte 253. Une troisième ondulation synclinale, également soulignée, par les calcaires lutétiens, formant le Puech-de-Rouire, se montre déviée, à l'approche du contact anormal qu'elle n'atteint pas. Peu au Sud-Ouest du Château d'Aumelas, les assises du Jurassique moyen dessinent, après un net ensellement, une brusque fermeture périanticlinale vers l'Ouest. Simultanément, le contact anormal s'infléchit vers le Nord, ainsi que les couches rouges de l'Eocène qui se montrent entraînées dans sa direction. L'existence de la faille de la Boissière, qui affecte le flanc nord du synclinal éocène, ne paraît pas étrangère à cette inflexion du front de chevauchement. Celui-ci traverse la route de la Taillade à Courmonterral au deuxième grand virage avant Château Bas. Un liséré de calcaires du Jurassique supérieur, violemment tectonisés et d'allure plus ou moins discontinue, forme la lèvre sud du contact anormal frontal, et se montre souligné par des placages de Bauxite. A l'Est de la route, une nouvelle inflexion de la ligne de contact anormal ramène celui-ci dans une direction voisine du parallèle. On peut, aisément, suivre sa trace dans le paysage. Celle-ci est soulignée par le contraste des teintes claires du Jurassique et rouge du Dano-Eocène. Elle suit, approximativement, à mi-pente, le versant sud du ravin des Baïsses, depuis les environs du Château d'Aumelas. Elle est, de plus, jalonnée par les déblais de Bauxite, dus à des travaux de recherches pour ce minerai, qui ont eu, à défaut de rendement industriel, l'avantage de dégager, en plusieurs points, le plan de chevauchement du Jurassique. Celui-ci apparaît, sur de faibles dénivelées, comme une surface listrique nettement ondulée, avec des inclinaisons variables, parfois assez fortement pentées, ailleurs presque nulles : le Jurassique reposant, alors, horizontalement sur la Bauxite ou le Danien. A mi-distance entre la route de Cournonterral et Saint-Paul-et-Valmalle, le contraste, imposé au paysage des deux entités, se montre moins net et même disparaît. Le Lias supérieur vient en contact du Dano-Eocène. Plus loin, à l'approche du village de Saint-Paul, alors que le Coulazou s'enfonce en clue dans la masse montagneuse, l'apparition de côtes calcaires, fortement pentées, appartenant au Jurassique moyen et supérieur, permet de lire, dans le panorama, la limite Jurassique-Eocène. En lisière sud de l'agglomération de Saint-Paul-et-Valmalle, l'accident « *Saint-Paul, Fertalières, Bouzigues* » ne se trahit guère que par un décalage du front de chevauchement, de quelques mètres vers le Nord-Est. Plus à l'Est, depuis les abords de la station de chemin de fer et jusqu'à la route de Murviel, les couches, discordantes et trans-

gressives de l'Eocène supérieur, voilent l'architecture de leur substratum. Toutefois, la direction nord-est - sud-ouest du contact Oligocène-jurassique traduit l'influence naissante du relais vers Viols-le-Fort du décrochement de Fertalières. Visible à nouveau au Sud du Mas Thibas, le contact Eocène-Jurassique reste à peu près parallèle à la route nationale Montpellier-Lodève, mais est à nouveau masqué, un kilomètre avant Bel-Air, par un placage de brèches à éléments volumineux, qui se développe sur une égale longueur, vers l'Est du hameau.

L'accident frontal du pli de Montpellier réapparaît vers le Nord-Est, il épouse, dès lors, un tracé sinueux, ceinturant un plateau calcaire, qui dessine un éperon pointé vers le Nord. La vallée de la Mosson a échancré cet éperon, pour affouiller la plaine de Grabels. La masse jurassique repose sur l'Eocène, selon un plan très faiblement incliné au Sud. *Les plis affectant le substratum tertiaire, paraissent s'enfoncer obliquement sous le Jurassique, tandis que celui-ci, d'épaisseur quasi-pelliculaire, se montre violemment plissé et raboté à sa base.*

Au-delà de la vallée de la Mosson, la surface de chevauchement conserve les mêmes caractères, jusqu'au point où, franchissant la route de Grabels à Montpellier, Jurassique et Eocène se trouvent transgressés par l'Oligo-Miocène du fossé de Montbazin.

Dans la banlieue de Montpellier, de l'autre côté du couloir tertiaire, le front de chevauchement apparaît, nettement décalé vers le Sud. Au « Plan des quatre Seigneurs », son inclinaison en surface est très forte ; il met en contact le Tithonique avec le Berriasien très écrasé. Un important placage de conglomérats oligocènes, large de 300 à 400 mètres, interdit localement toute observation. Immédiatement à l'Est de la route de Mende et quelque 300 mètres plus au Nord, le Tithonique, entièrement brèchique, repose, selon une surface pratiquement horizontale, sur le Crétacé supérieur-Eocène, puis sur divers horizons du Berriasien. Ceux-ci sont énergiquement plissotés et leurs ondulations sont dirigées obliquement à la masse jurassique.

Dreyfuss a relaté la découverte de marnes helvétiennes sous ce même jurassique, lors du percement du tunnel de la Valette. L'existence tout à fait inattendue de ce Miocène, si la position exacte avait pu en être précisée, fournirait un élément précieux pour l'appréciation du style tectonique et de la date des derniers grands mouvements orogéniques.

Dans le bois de La Valette, l'inclinaison du contact Jurassique-néocomien paraît se redresser rapidement, tandis que le Tithonique se montre progressivement étiré. A l'entrée de la clue du Lez, près

du Moulin de Navitau, le Kimméridgien est porté au contact d'un Berriasien, littéralement écrasé et transformé en calcschistes.

De tels calcschistes sont particulièrement nets sur le talus qui borde la route de Castelnau à Assas, au point où celle-ci franchit le front du pli jurassique. Quelques centaines de mètres plus à l'Est, non loin du point où la route oblique vers le Nord, une carrière ouverte dans la paroi calcaire, dégage les rapports du Jurassique et du Crétacé. L'on y voit une puissante dalle (2 à 3 mètres) de Kimméridgien, nettement arquée, plonger d'abord au Nord, puis verticalement et enfin se recourber vers le Sud, sous elle-même, bourrant, au-devant d'elle un coussin de Berriasien. En fait, la faille frontale du pli de Montpellier se poursuit dès lors, semble-t-il, vers l'Est, avec une inclinaison proche de la verticale (c'est, du moins, ce que l'on peut observer en surface) pour s'atténuer et disparaître au Nord-Est du Crès. Là, le Néocomien entoure périanticlinalement le Tithonique.

Au-delà de cet ensellement, la masse jurassique de Vendargues - Saint-Brès ne paraît limité, au Nord, par aucun accident.

LES ECAILLES SEPTENTRIONALES

Largement développées entre Murviel et Grabels, ces unités se montrent chevauchées et amincies à l'Ouest ; elles disparaissent au Sud-Ouest du vieux château d'Aumelas. Elles s'enracinent, par contre, vers l'Est où elles ne forment plus (le Crès - Vendargues, Saint-Brès) que des plis dissymétriques de faible importance.

Ces éléments structuraux représentent ce qui fut le flanc nord de l'anticlinorium, aujourd'hui tellement bousculé qu'il a perdu toute unité.

L'unité frontale apparaît sous forme d'un mince liseré, parfois interrompu, de Jurassique supérieur, renversé, courant le long du versant gauche du ravin de Rouveirolles. Elle se montre brusquement décalée de quelques centaines de mètres vers le Nord, à hauteur du château d'Aumelas. La possibilité de glissement en avant, qu'a eu ce paquet de roches, a permis son moindre laminage. Ainsi, complétant la série, le Callovien et l'Oxfordien apparaissent brusquement et se montrent, fossilifères dans les fossés d'enceinte du château.

Les assises du Jurassique moyen décrivant une voûte anticlinale aiguë, laissent apparaître, au milieu des calcaires dolomitiques, une étroite boutonnière de calcaires en plaquettes du Bathonien inférieur. Le flanc méridional de ce détail structural se trouve, dans les ruines du Mas de Bereau, laminé et chevauché par le complexe aalénien-bajocien de l'unité plus méridionale.

Cet étirement s'accuse vers le Nord-Est, par la disparition pro-

gressive de toutes les assises, jusqu'au Kimméridgien. Le Tithonique demeure assez développé ; puis la structure se modifiant, une lame de Bathonien supérieur apparaît entre le Bajocien-Aalénien chevauchant, et le Jurassique supérieur qu'elle écrase. Elle se développe largement au-delà de la route de Cournonterral, sur la croupe des Baïsses, là, ces dolomies viennent, même, au contact du Tertiaire. Avec la modification de direction du front de chevauchement, réapparaît, au-devant de l'écaille du Jurassique moyen, une série étirée mais relativement complète du Jurassique supérieur. La bande marneuse argovienne s'y montre, même, à nouveau fossilifère. A hauteur de Restinclières, les lambeaux de Jurassique moyen et supérieur se trouvent à nouveau complètement laminés, tandis que le Lias marneux chevauche le Tertiaire. Au-devant, sur les pentes éocènes, deux petites klippes de quelques mètres carrés représentent des lambeaux de poussée, avec, au-devant de la plus septentrionale, un liséré de bauxite. De ce point, jusqu'au décrochement Saint-Paul - Fertalières, le tracé des contours fait apparaître avec un moindre chevauchement de la masse axiale, le rétablissement progressif du flanc nord dont les différentes bandes se disposent en éventail. Au-devant de l'écaille bathonienne, le flanc jurassique supérieur se complète. Ainsi apparaissent progressivement le Callovien, l'Oxfordien (glauconieux et fossilifère dans la gorge du Coulazou, non loin de la route de Saint-Paul à Valmalle), le Rauracien, le Séquanien et le Kimméridgien-Portlandien. Celui-ci déborde nettement sur le bassin et repose sur le Tertiaire, par l'intermédiaire d'un bourrelet de bauxite renversé.

A l'Est du décrochement Saint-Paul - Fertalières, le flanc nord du pli, toujours bousculé sur l'Eocène, se montre largement développé. Quoique très plissoté, il n'est affecté que d'une complication secondaire : « *l'écaille de Mejanel* ». Le long de la route de Saint-Paul à Valmalle, entre le Village et le Coulazou, il est possible d'observer, au-delà de la zone de broyage provoquée par le décrochement, la succession du Tithonique coralligène au Rauracien. Un placage d'Eocène supérieur occupe le fond du vallon séparant le massif jurassique supérieur de Bertas, de la croupe surbaissée (cote 143) dite de Mejanel. Le versant nord-ouest de ce mamelon laisse apparaître des calcaires marneux en plaquettes, plongeant au Sud sous une masse de calcaires à patine blanche du Callovien supérieur ; ceux-ci constituent la majeure partie de la colline. A l'extrémité de l'affleurement, à l'entrée de la clue que s'est creusé au travers du calcaire, le petit ruisseau servant d'exutoire au vallon des « Grands champs », les calcaires calloviens paraissent enveloppés par les calcaires marneux en plaquettes. Ceux-ci pourraient être attribués à l'Argovien, très fortement serré entre les deux masses calcaires calloviennes et rauraciennes. Les horizons fossilifères de l'Oxfordien auraient alors disparus par laminage. Sur le revers méridional, en bordure du tènement cultivé des Roques et sur la rive droite du Coulazou, des calcaires

siliceux et marneux ont livré des fossiles de l'Argovien et de l'Oxfordien inférieur, soulignant le développement d'un axe synclinal, semble-t-il, compliqué de nombreux replis élémentaires. Ceux-ci sont partiellement voilés par d'importants recouvrements, éocènes supérieurs et alluvionnaires. La lèvre sud de cette gouttière est matérialisée par les calcaires verticaux du Callovien supérieur. Ceux-ci s'allongent, depuis les ruines du Mas de Teule, vers l'Est, et limitent pratiquement l'extension, vers le Sud, des conglomérats de l'Eocène supérieur. Au Sud du Mas de Lance et du Mont Galar, la garrigue pelée, développée à l'Est de Valmalle, correspond à un couloir méridien, plissoté, effondré entre deux sections de la zone axiale : l'anticlinal de Serrelongue-les-Condamines, à l'Ouest, celui de la Rouvière à l'Est.

LES EFFETS DU CHEVAUCHEMENT SUR L'AVANT-PAYS

Les motifs chevauchés.

La tectonique de l'avant-pays éocène se montre, à l'Ouest du vieux château d'Aumelas, relativement indépendante de celle de la masse jurassique chevauchante (toutefois le synclinal du Pech-de-Rouire présente une nette déviation à l'approche du contact anormal). Au contraire, les directions et le style architectural de l'Eocène inférieur et du Lutétien calcaire paraissent, au-delà de ce point, fortement affectés par la poussée du Jurassique. C'est ainsi que tous les plis, qui affectent ces matériaux, deviennent fortement dissymétriques. Ils se déversent vers l'extérieur et se moulent, en arc concentriques, autour du débordement jurassique.

De nombreux plissotements, au contact Lutétien-Eocène inférieur, s'inscrivent, entre Mas Blanc et Mas Arnaud, dans des ondulations d'ordre majeur, de direction nord-est - sud-ouest.

Le chevauchement lutétien du Puech-Nègre - Saint-Genies.

L'oblitération du synclinal de la Taillade.

Le détail anticlinal le plus intéressant se situe à la limite Lutétien-Eocène supérieur. Sur le versant nord de l'arête Puech-Nègre - Puech-Blanc, prend naissance un pli anticlinal aigu, affectant les calcaires lutétiens. Ceux-ci se poursuivent vers le Nord-Est et ne tardent pas à se déverser sur le synclinal éocène supérieur plus septentrional. Les marnes et conglomérats, qui composent ce petit bassin, s'effilent, vers l'Est pour disparaître, complètement oblitérés, au col de la Taillade, que traverse la route nationale Montpellier-Lodève. Là, les calcaires lutétiens de l'élément chevauchant ont été portés au contact des calcaires de même époque, constituant le flanc nord du sillon tertiaire. Sous la poussée de l'élément méridional,

le flanc nord lutétien s'est gauchi, pour donner un dôme à allongement est-ouest. Sur sa zone sommitale, s'est creusée une combe drainée par la vallée de Salinières. La ferme de la Taillade est bâtie sur la ligne de contact anormal entre les deux calcaires.

Cause ou effet, l'accident de la Boissière, qui paraît venir mourir en ce point, ne semble pas étranger au développement du chevauchement du Lutétien, dans le bassin qu'il détermine, vers l'Est.

Le front du chevauchement Lutétien.

Si l'on emprunte, à partir de la ferme de la Taillade, l'embranchement de la D. 127 qui conduit à la Boissière, on ne tarde pas à voir réapparaître, entre les deux lèvres de calcaires, les marnes versicolores, les grès et poudingues de l'Eocène supérieur-Oligocène qui ressortent en tunnel pour s'épanouir vers le Nord-Est et former le bassin de La Boissière, longue dépression cultivée de vignes.

A quelque 450 mètres de la ferme, la D. 127, après un brusque virage, traverse le contact anormal et pénètre dans l'Eocène supérieur. De ce point, la limite entre les deux formations court à peu près rectiligne, vers l'Est - Nord-Est, au pied du plateau lutétien de Saume-Morte. Dans leur ensemble les calcaires, composant cet élément morphologique, plongent au Sud et paraissent reposer sur le complexe marnodétritique situé en avant.

A hauteur du ravin des « Brugas » la limite des calcaires lutétiens s'incurve vers le Sud-Est jusqu'à l'origine du ravin, près de la route nationale Montpellier-Lodève ; puis, courant le long du versant du Puech-Gabelut, elle décrit un vaste arc de cercle, à concavité tournée vers l'Ouest - Nord-Ouest.

Au Nord de cette colline, sur le versant du Grand-Valat, cette limite s'infléchit brusquement vers le Nord-Est, en prolongement exact de la direction qu'elle avait avant le ravin de Brugas.

Cette sorte d'échancrure en demi-fenêtre ouverte par l'érosion sous la masse calcaire lutétienne, laisse voir une formation de galets formés en partie de chailles bajociennes. Le Bajocien dans le ténement de Restinclières, situé immédiatement au Sud, est, en effet, porté presque au front du chevauchement jurassique et couvre d'importantes surfaces. Peut-être, pourrait-on paralléliser cette formation torrentielle avec celle qui, à l'Ouest de la Taillade, couronne le Mont Nègre (Eocène supérieur-Oligocène).

L'Ecaille de Saint-Genies.

La côte 193 des Vignasses est, encore, constituée de calcaires lutétiens assez tourmentés, accusant de forts pendages sud. Les

versants nord et est de cette éminence laissent rapidement apparaître, sous un éboulis grossier, les marnes et grès de l'Eocène supérieur. Ceux-ci, grâce à une nouvelle et profonde échancrure, vont se développer jusqu'au Sud-Est du Mas d'Alhen. Là, de l'autre côté d'un petit talweg dessinant un vaste méandre rempli d'alluvions, réapparaît un massif de calcaires lutétiens, profondément creusé par l'érosion (gorge du Coulazou). Vers Gournieras et Roqueirasse, ces calcaires plongent indiscutablement sous l'éocène supérieur du Mas d'Alhen. Eocène moyen et supérieur dessinent un synclinal dirigé d'Est en Ouest et plongeant nettement vers l'Ouest. Cette inclinaison est soulignée par l'ensellement, manifesté entre les collines de Gournieras et Roqueirasse, ainsi que par le modelé des petites falaises lutétiennes enveloppant le vallon de Nègre, plus à l'Est, sur la rive gauche du Coulazou. Au centre de cette digitation synclinale, se situe la colline de Saint-Genies qui culmine à la côte 196. Ce monticule aigu, dont les pentes sont recouvertes d'éboulis, est constitué, dans sa partie sommitale, par un calcaire blanc sublithographique, en bancs fortement redressés, à pendange sud. Il s'agit, selon toute vraisemblance, d'un lambeau de chevauchement, voisin de la charnière du pli et isolé par l'érosion. Les éboulis masquent le contact du Lutétien et de l'Eocène supérieur. Comme ceux qui enveloppent ce même contact, sur les pentes de la côte 193, toute proche, ces éboulis doivent correspondre à l'altération de la brèche de rabotage du flanc inverse.

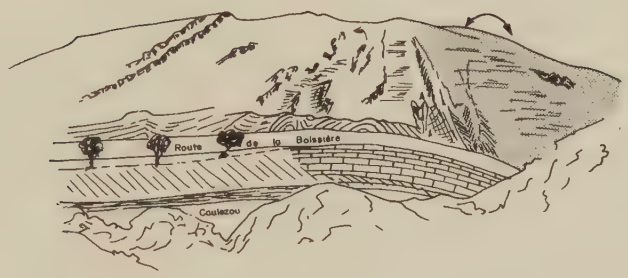
Le contact du Lutétien chevauchant et du Lutétien simplement ridé, mais en place, est assez délicat à mettre en évidence, au Sud-Est du Mas d'Alhen. Toutefois, une zone assez tourmentée peut être observée le long du chemin qui suit la rive droite du vallon alluvial déjà signalé. Cette zone d'accident se poursuit, vers l'Est à travers le massif calcaire. A quelques dizaines de mètres du point coté 172, dans le fond d'un vallon et le long du chemin forestier qui mène au plateau de Clouzets, on peut voir les bancs calcaires, formant le flanc sud du *synclinal de Nègre - Saint-Genies* venir buter, selon une direction nord - nord-est, contre une zone d'orientation est-ouest.

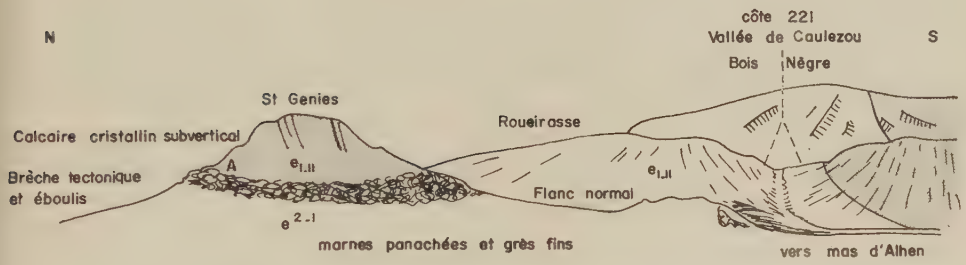
La coupe, offerte par la petite gorge du Coulazou, permet de mieux saisir la valeur des faits observés depuis Mas-d'Alhen.

La terminaison orientale du chevauchement Lutétien.

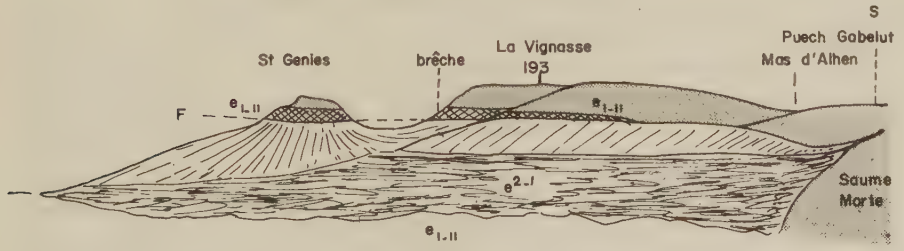
Au contact de l'Eocène inférieur, les calcaires lutétiens décrivent, en bordure de la route nationale Montpellier-Lodève, un synclinal dont la très belle charnière est mise en évidence par l'entaille de la gorge du Coulazou, à l'endroit où cette route la traverse. Le tunnel de la « voie ferrée d'intérêt local » perce, de part en part, cette gouttière. Si, de ce point, on suit la gorge vers l'amont, le long de

PANORAMA DE L'ÈCAILLE DE St GENIES





Vue depuis le chevauchement de la Vignasse



Vue cavalière depuis le télégraphe du Mas Amadou

Planche 20

la route de La Boissière, on voit les pendages sud du flanc nord de ce synclinal se prolonger jusqu'au troisième grand virage. Après un broyage de quelques mètres, se dessine un brusque crochon synclinal, à flanc sud vertical, tandis qu'au-devant, les divers bancs calcaires moulent une fermeture périanticlinale ouest, de direction oblique à la zone broyée. Cet accident représente la dernière trace du contact anormal, vers l'Est. En effet, le crochon synclinal s'ouvre et se développe, tandis que la zone broyée fait place, au flanc nord, d'un anticlinal aigu, bien visible au point coté 176 mètres, dans un ravin nord-sud qui court entre les croupes 221 mètres et 249 mètres.

Plus à l'Est encore, toute la masse des terrains se relève et, sous l'entablement lutétien, apparaît l'Eocène inférieur dont les bancs sont alignés nord-est - sud-ouest, selon la direction de l'accident Viols-le-Fort - Saint-Paul. Les divers replis, dont il vient d'être question, ne représentent plus que des déformations de très faible amplitude. Seul l'anticlinal, dont on observe la fermeture ouest, dans la vallée du Couzalou, s'épanouit au pied du signal de Capion, extrémité orientale du synclinal de Nègre-Saint-Genies.

Un dernier pli aigu affecte, plus au Nord, le bassin éocène. De direction est-ouest, il se situe entre le Signal de Capion et la côte 271 et se prolonge, vers l'Est, jusqu'à l'extrémité nord de la gorge de Coulazou.

Les relations du Jurassique et du Tertiaire le long de la limite nord du pli de Montpellier, a l'Est de Saint-Paul-et-Valmalle.

A l'Est de la zone complexe d'effondrement et de décrochement Viols-le-Fort - Fertalières, le front jurassique est voilé, sur une vaste surface, par les dépôts marnobréchiques ou conglomératiques de l'Eocène supérieur. Ces niveaux, produits du démantèlement des reliefs de la lèvre ouest de l'accident, dessinent un golfe prononcé dans le massif secondaire, atteignant le Jurassique moyen du versant nord de la zone axiale.

Accolées au bord même de l'accident, entre Saint-Paul et le hameau de Valmalle, jusqu'aux environs du Mas de Pancé, ces masses caillouteuses se développent sur la rive gauche du Coulazou, pour former le Mont Long, les garrigues de la Tour et celles du Mas Dieu.

Vers le Nord-Est, non loin du passage à niveau de la D. 27 (Murviel à Saint-Paul) et de la voie du chemin de fer d'intérêt local, aux lieux-dits « Le Devois de l'Eglise », émergent, de leur manteau tertiaire, des calcaires d'âge jurassique supérieur. Ceux-ci, viennent butter, selon un contact apparemment vertical, contre les marnolithes et brèches de l'Eocène inférieur, que longe la nationale Mont-

pellier-Lodève. Vers le Sud, une lame de Lutétien s'allonge, d'Ouest en Est, entre ce Jurassique supérieur et l'Eocène supérieur du Mas Dieu. Plus à l'Est, ces matériaux lutétiens reposent sur des calcaires siliceux du Jurassique moyen affleurant sur le versant nord de la haute vallée du Lassedron.

LA ZONE AXIALE LIASIQUE

Généralités.

La zone axiale du pli de Montpellier émerge subitement du plateau jurassique plissé, au Sud du Château d'Aumelas, sous forme d'une écaille d'Aalénien-Bajocien chevauchant, vers le Nord, le flanc septentrional écaillé de ce complexe structural. Elle est enveloppée au Sud par la puissante série (350 mètres) de calcaires marneux et marnosiliceux du Bathonien inférieur. Cet ensemble de matériaux, affleurant parfois sur plusieurs kilomètres de largeur, s'étend jusqu'à Montpellier. Entre le château d'Aumelas et le décrochement Saint-Paul - Fertalières, il est limité, vers le Nord, par une ligne de contact anormal, tandis que sa masse se trouve compliquée de nombreux replis. A l'Est de l'accident de Saint-Paul, cette disposition chevauchante fait place à la symétrie relative des versants, qui affecte la série de petits dômes s'égrenant, jusqu'à la vaste et complexe voûte de Murviel. Au-delà, dans la banlieue de Montpellier, elle n'est plus représentée que par l'étroite lame anticlinale que met à jour la cluse du Lez, près de Castelnau.

Analyse détaillée.

Dans l'ensemble, à l'Ouest du décrochement de Saint-Paul, cette zone de culmination décrit un bourrelet semi-circulaire, à convexité tournée vers le Nord et dont la partie orientale se trouve tronquée par le décrochement. Son ennoyage occidental est dévié, selon la direction, sud-ouest - nord-est, du front du pli. A l'Ouest des Baïsses, il épouse la forme d'une écaille, déjetée vers le Nord-Ouest et naissant brutalement au sein des assises bathoniennes. Le Bajocien ou l'Aalénien supérieur jalonnent le contact entre cette écaille et les unités plus septentrionales, déjà étudiées. A partir de la route de la Taillade à Cournonterral, cet édifice se complique de plusieurs replis synclinaux, isolant autant de diverticules plus méridionaux. Ceux-ci se disposent, à l'Est de ce point, selon une direction est-ouest. L'unité frontale, que détache le *synclinal Mas d'Encat-Chateaubas*, déborde largement, vers l'avant, en une masse reployée et plissotée. Celle-ci, ainsi qu'il a déjà été dit, dépasse au Nord de Restinclières, le chevauchement du flanc septentrional du pli, permettant à l'Aalénien inférieur marneux de « baver » un peu sur le synclinal éocène de Saint-Paul. Au-delà, vers l'Est, le chevauchement de la zone axiale diminue et

le flanc nord du pli retrouve sa continuité. Les assises de l'Aalénien-Bajocien, toujours affectées de nombreux replis, s'étalent plus largement, montrant une nette tendance à s'ouvrir vers l'Est, contre le décrochement de Saint-Paul : *nez plongeant de Mas de Teule et de Valmalle-les-Condamines*. Vers le Sud, tandis que, sur le flanc méridional ployé en gouttière (*synclinal de l'Arbournaud*), le Bathonien supérieur se résorbe en hauteur, un repli anticlinal est-ouest, en doigt de gant, se développe entre les ruines de Mas Ricard et la ferme de Lamouroux. La vaste dépression creusée aux dépens des assises meubles du Bathonien inférieur laisse apparaître quelques bombements de calcaire siliceux du Bajocien supérieur. En ce point, l'étendue en largeur de la zone axiale atteint 3 kilomètres.

A l'Est du décrochement de Saint-Paul - Fertalières et à l'Ouest de la route de Saint-Paul à Murviel (D. 27), la zone axiale ne montre plus guère qu'un faible développement. Elle occupe une bande longue de 5,800 km et à peine large d'un kilomètre. Elle correspond à une région de collines coniques et boisées, d'altitude, certes, moindre que celle du plateau d'Aumelas, mais dominant nettement les deux plate-formes de Jurassique supérieur qui l'encadrent, au Nord et au Sud. Deux brachyanticlinaux participent, par leur alignement, à la formation de ce petit chaînon. Le plus occidental de ces motifs, *le dôme de la Rouvière*, que traverse la gorge du Coulazou, se trouve exactement dans l'alignement du nez plongeant de Valmalle-les-Condamines. Il en est séparé par la gouttière bathonienne, nord-sud, qui forme la lèvre orientale du décrochement. Affuté un peu en coin, vers le Sud-Ouest, par la convergence de deux failles, il présente une disposition symétrique. L'évidement du cœur de cette structure, permet d'observer sur les berges du Coulazou, des interstratifications de marnes gréseuses noirâtres et de calcaire gréseux de l'Aalénien moyen.

La masse bajocienne de la colline de Cabrouilles (côte 214) correspond à l'ensellement qui sépare la culmination de Mas de Vedas de la précédente. Cet *anticlinal de Mas de Vedas* est plus vaste et plus complexe, à la fois, que celui de la Rouvière. Plus profondément éventré par l'érosion, il montre quelques complications de détail dont l'interprétation est rendue difficile par l'insuffisance de bons affleurements ainsi que l'étendue des éboulis et des cultures. Son flanc sud-est est affecté par l'effondrement d'une gouttière, sud-ouest-nord-est, qui sépare ce dôme du *vaste anticlinorium de Murviel*. Son flanc nord est pratiquement vertical et de direction est-nord-est - ouest-sud-ouest.

Zone sommitale de tout l'édifice, l'anticlinorium de Murviel culmine à 2 kilomètres à l'Est de cette localité le long de la vallée du Lassederon. Les marnes supraliasiques et les calcaires bajociens qui en forment l'enceinte, se montrent engagés dans un train de plis

très serrés et étirés, dont le rayon de courbure varie entre la dizaine et la centaine de mètres. Vers le Sud, cette culmination est brusquement interrompue par une faille longitudinale à regard sud-est qui court depuis la limite nord du village de Saint-Georges-d'Orques vers Mas-Renaud, le Puits de l'Aven, sur le Coulazou, et Fertalières en direction du Sud-Est.

LE FLANC MERIDIONAL

Les replis de la zone amont.

Le flanc méridional est fort complexe. Il occupe de vastes surfaces, entre la vallée de l'Hérault et le méridien de Murviel-les-Montpellier. Là, par suite du développement de la région axiale, il se trouve rejeté vers le Sud. Les assises, qui le constituent, sont cachées sous le fossé tertiaire de Montbazin-Celleneuve, développé obliquement au pli de Montpellier, puis, plus à l'Est, sous la plaine littorale. Le flanc sud du pli est bien délimité, au Nord, par la carapace quasi-rectiligne que forme le Callovien supérieur. Celle-ci est orientée d'Ouest en Est, entre Malacoste, au Sud du château d'Aumelas, et le Pioch Rouquier qui domine Murviel. Sa limite orientale, au contraire, se montre compliquée par le jeu de quelques accidents varisques, issus de la zone anticlinale de Murviel et qui se prolongent dans sa couverture avec un style plus ou moins souple : *Eperon du Petit Devois et de Canteloup.*

A l'Ouest, l'ennoyage de la zone axiale, vers Malacoste, amène le Jurassique, du flanc sud, à hauteur du front de chevauchement. Le tracé, imposé à celui-ci par l'érosion, recoupe obliquement les divers éléments architecturaux, est-ouest, dont la succession affecte cette portion du chaînon montagneux. Entre Vendemian et Saint-Pargoire, le Jurassique s'ennoie sous les sédiments transgressifs de l'Eocène supérieur - Oligocène.

Vers le Nord-Ouest, en bordure de la zone axiale, s'individualisent des plis fortement dessinés dirigés Est-Ouest et montrant de belles terminaisons périanticlinales est. Celles-ci sont soulignées par l'alternance de couches calcaréo-marneuses et de corniches calcaires. Vers leur extrémité ouest, au contraire, ces ondulations vont en s'ouvrant vers le front de chevauchement qui les cisaille, peut-être, en profondeur. Tels sont les *anticlinaux de « Combelongue », « Mas Figuière » et de « Plaine Rouvière »*. Leurs flancs sont relativement raides et ils se montrent, d'autre part, morcelés par un réseau de fractures épianticlinales dont les plus remarquables sont orientés Nord-Ouest - Sud-Est. La voûte bathonienne, responsable de la formation de l'arête culminant au signal de Cabrials, est moins bien dessinée. Son sommet est difficilement identifiable, les pendages étant peu visibles dans la dolomie qui a envahi le Jurassique moyen.

Son flanc sud est effondré sous l'Eocène du bassin de Sainton Cabrials, par suite du jeu d'une grande fracture est-ouest. Celle-ci court, à travers le plateau jurassique, jusqu'au décrochement de Fertalières, face à ce hameau ruiné.

Le décrochement de Fertalières, Saint-Paul et Valmalle détermine, sur sa lèvre orientale affaissée et en lisière de la zone axiale, d'intenses plissotements des assises bathoniennes et calloviennes. Ce fait rend l'intelligence de ce secteur sauvage, particulièrement délicate.

La zone centrale du flanc sud se présente comme un long demi-dôme : *pli de la Baumette,* siège d'un nœud de fractures en éclats de vitre. Cette éminence structurale est enveloppée d'une aire ovalaire, déprimée, affectée de selles transversales, localisées par le système des fractures précitées; celles-ci isolent autant de cuvettes secondaires. Une grande faille sud-ouest - nord-est, dont le rejet devient maximum entre Antonègre et Fertalières, limite le demi-dôme, vers le Sud-Est. Dans cette région, l'architecture des terrains, que cet accident sépare, est symétrique et de sens inverse. En face de la culmination, se creuse, en effet, *le synclinal de Fertalières.* Les deux autres grandes cassures, convergeant avec celle-ci au point dit la Vignasse, immédiatement au Nord de Fertalières, sont le décrochement de Saint-Paul et Valmalle et la *faille de Sainton.*

Le coin rectangulaire, délimité par ces deux derniers accidents, est le compartiment le plus élevé de ce fragment de voûte. Il présente une disposition monoclinale pentée vers le Nord-Ouest. Sa silhouette est soulignée par la puissante dalle de calcaire callovien supérieur dont la côte domine le plateau de Fertalières de plus de 170 mètres. Le relief accusé de son versant méridional laisse apparaître, dans les pentes de Baumette et de Ladiole, les calcaires en plaques, à épisodes siliceux du Callovien inférieur. Tout au bas du talus, une masse rocheuse, mal individualisée, représente le Bathonien supérieur et constitue le point culminant de ce compartiment. Une forte distorsion se manifeste, en aval pendage, selon la bissectrice de l'angle droit au sommet du panneau, par la brutale courbure des contours de l'Argovien et du Rauracien, au Sud de Puechcabre (326 mètres). Aux deux extrémités de cette structure, deux esquilles de Rauracien se détachent, selon un angle très faible, des deux grands accidents qui les limitent. L'un au Nord-Est (tènement de Côte Belle) tronçonne les couches perpendiculairement à leur direction, l'autre parallèle à l'ordonnance générale de ces assises, redouble la corniche rauracienne, en ménageant, au milieu de la combe argovienne, un coin effondré, responsable de la localisation du petit relief inversé de Saint-Amans.

Le compartiment isolé entre les failles de Sainton et de Fertalières - Antonègre, bien qu'effondré d'environ 300 mètres, par rap-

port au précédent, présente une disposition fort analogue. Le rôle orographique joué par la falaise callovienne est assuré ici par la corniche rauracienne qui s'accole exactement à cette dernière. Elle en prolonge le relief vers le Sud-Ouest. Dans cette direction, la carapace kimméridgienne monoclinale se perd dans le flanc de l'anticlinal de la Moure.

L'extrémité orientale du demi-dôme présente un style tectonique quelque peu différent. Il est séparé du compartiment central et légèrement effondré, grâce au jeu du décrochement de Saint-Paul - Fertalières. Cet élément structural offre l'image d'un nez plongeant dont la fermeture périanticlinale se développe aux environs de Mas Crespine. Son flanc sud se montre étiré par un relais de la faille de Fertalières. La boutonnière, ouverte sur l'axe de ce pli, dans la carapace callovienne, par la combe de l'Escure, permet presque la juxtaposition des affleurements du Séquanien du synclinal avec les calcaires marnosiliceux du Callovien inférieur.

L'aire synclinale greffée sur le versant méridional.

Parmi le chapelet des cuvettes (Estagnat - Grand Combe - Grande Plaine - Fertalières - Antonègre - Sainton) qui ceinturent ce domaine, certaines permettent d'observer les niveaux tout à fait supérieurs du Jurassique. Leur enfoncement, consécutif à des jeux de failles, n'a pas permis une action importante de l'érosion mais au contraire a parfois provoqué un apport de sédimentation. Telles sont les cuvettes de Sainton, d'Antonègre et de Fertalières. Le remplissage crétacé supérieur-éocène ou Oligocène, de ces dépressions souligne la subsidence dont, à plusieurs reprises et à des degrés divers d'individualisation, elles ont été l'objet.

Le nez anticlinal plongeant de Cournonterral.

Emanation de l'axe bajocien Saint-Georges-d'Orque -Pignan, le diverticule anticlinal de Canteloup - Cournonterral, est à l'origine du petit relief qui court, en bordure des garrigues jurassiques, le long de la plaine miocène de Montbazin. Les pendages relativement accusés, ont provoqué le modelage d'une étroite crête. Celle-ci s'ennoie périanticlinalement, dans la masse du Kimméridgien, entre Cournonterral et Cournonsec et vient mourir contre la faille nord-ouest - sud-est, qui sépare la garrigue de Cournonsec du massif de la Moure.

Le massif de la Moure.

Ce petit massif montagneux, couronné par une surface d'aplanissement d'altitude voisine de 300 mètres, se divise en deux branches divergentes, d'inégale importance et formant un angle ouvert au Sud-Ouest. L'une, étroite, courte et dirigée Nord-Sud, est

tronquée par le col qu'empruntent la route et la voie ferrée de Villeveyrac à Montbazin. L'autre, plus large, et dirigée Est-Nord-Est - Ouest-Sud-Ouest, est prolongée, sur plusieurs kilomètres, par une garrigue rocheuse de moindre altitude. Ce relief, peu homogène, correspond à la juxtaposition de deux éléments tectoniques différents, séparés par la prolongation discrète de la faille de Fertalières - Antonègre. Celle-ci décale, d'environ un kilomètre, le contact jurassique-crétacé supérieur, provoquant une profonde indentation de la bordure nord du bassin de Villeveyrac, au Nord-Est de la station de chemin de fer. La partie du massif située au Nord du tracé de la faille, correspond au relief le plus étendu. Elle représente, par-delà *l'accident Sainton-Antonègre,* l'épanouissement de la terminaison périanticlinale ouest du panneau structural Fertalières - Sainton - Antonègre. Elle sépare le bassin de Sainton de celui de Villeveyrac et disparaît à l'Ouest sous le Miocène discordant.

La digitation méridionale épouse une direction nord-sud, sorte de nez plongeant à l'Ouest, elle figure une réédition de l'ennoyage périclinal de Cournonterral, au-delà de la faille génératrice du petit fossé d'Antonègre. Sa carapace kimméridgienne s'incline très rapidement au Sud, pour former le col structural déjà mentionné, entre Villeveyrac et Montbazin.

Les motifs structuraux annexes.

LE COL STRUCTURAL DE LA ROUTE DE VILLEVEYRAC - MONTBAZIN

Il s'agit, plutôt d'une gouttière approximativement est-ouest, modelée dans les calcaires et dolomies du Kimméridgien, et séparant l'anticlinal de Loupian du nez plongeant de la Moure. L'axe de cette gouttière s'ennoie vers l'Ouest. La région amont est tronquée par l'effondrement de la plaine miocène de Montbazin. Elle s'ouvre, au contraire, vers l'Ouest, sous le bassin de Villeveyrac, en bordure duquel se développe une langue de Portlandien-Tithonique. Celle-ci est rapidement transgressée, sur les versants avals, par le Crétacé supérieur discordant du bassin de Villeveyrac.

L'ANTICLINAL JURASSIQUE DE POUSSAN - LOUPIAN

Cette ondulation des assises jurassiques est soulignée par la série de hauteurs calcaires qui, entre ces deux agglomérations, s'allonge en une crête dénudée, symétrique de la montagne de la Moure. Ce relief offre un versant oriental relativement raide, tandis qu'il s'ennoie, en pente douce, vers l'Ouest, sous le Crétacé supérieur du bassin de Villeveyrac. Vers le Sud, au niveau du chemin

de Loupian à Poussan, ces collines élevées (200 mètres) font rapidement place à un petit coteau qui domine l'étang de Thau d'une soixantaine de mètres.

Les terrains intéressés par ce pli, s'étagent du Séquanien au Portlandien. Les relifs sont dus à la côte kimméridgienne du flanc ouest. La configuration détaillée de cette unité structurale est assez malaisée à préciser. Une bande d'affleurements de calcaires en petites dalles ou plaquettes, d'âge probablement séquanien, s'allonge, du Nord au Sud, au pied du versant est de cette arête. Les bancs y sont ployés dans tous les sens, mais leur inclinaison dépasse rarement 30°. Le plateau, établi au Sud-Est, du chemin de Loupian à Poussan, représenterait le flanc sud-est de la structure dont la partie orientale demeurerait voilée par les dépôts transgressifs du Miocène. Deux flexures ou failles de quelque importance affectent ce petit plateau, l'une, soulignée par une étroite langue de Crétacé supérieur, se dirigeant des carrières de Bauxite de Mas Rosi vers le golfe miocène de Poussan, effondre sa lèvre est ; l'autre, limite le Jurassique entre Bouzigues et Poussan.

LE BASSIN DE SAINTON

Le fossé de Sainton doit son existence au jeu de la faille qui, entre Fertalières et Cabrials, se développe selon un trajet est-ouest, quasi rectiligne, d'une dizaine de kilomètres. Le rejet de cet accident est variable, voisin de 300 mètres à proximité de Fertalières, il s'annule à 100 mètres à l'Est de Sainton, par suite de la coïncidence de deux dispositions tectoniques contraires de ses lèvres. Sa valeur exacte, à hauteur de Cabrials est inconnue, mais atteint certainement plusieurs centaines de mètres.

Le fossé de Sainton présente, donc, une limite nord quasi rectiligne, imposée par la faille de Cabrials. Le contour de son versant sud, par contre, présente toutes les indentations et sinuosités, liées au contact de base d'une formation légèrement discordante, sur son substratum. Ces deux limites sont presque parallèles de Sainton à Lunès. Entre cette dernière ferme et le carrefour des routes menant de Vendémian à Villeveyrac et à Saint-Pargoire, la limite méridionale s'infléchit vers le Sud.

Le fossé, ainsi fermé à l'Est, s'ouvre largement à l'Ouest, en direction de la vallée de l'Hérault. Il est empli de sédiments relativement meubles et tendres. Il se signale, tout de suite, aux yeux de l'observateur, sous l'aspect d'une longue dépression triangulaire, de 6 à 7 kilomètres de long, couverte de cultures et creusée au cœur des vastes et monotones garrigues que forment les anticlinaux de Cabrials et de la Moure.

A l'Est de Sainton, cette dépression est prolongée, sur quelques centaines de mètres, par une ébauche de synclinal portlandien-purbeckien. La direction nord-sud de ce dernier, est imposée par l'accident Sainton - Antonègre. Au cœur de ce synclinal et le débordant vers le Nord, se trouve une faible masse de Crétacé supérieur, cernée par quelques affleurements de Bauxite.

Les matériaux de remplissage du bassin sont d'âge tertiaire. Ils s'échelonnent de l'Eocène supérieur au Pliocène. La série débute par un puissant complexe conglomératique, où alternent des lentilles de marnes, généralement colorées en brun rougeâtre, et des bancs de poudingues dont les éléments peuvent atteindre un demi-mètre cube. L'arrondi de ces éléments est très imparfait. Cette formation, visible entre Sainton et Lunès, ainsi que sur le bord du bassin, a été attribuée, sur la feuille géologique de Montpellier au 1/80 000, à l'Eocène supérieur. A partir de Lunès, vers l'Ouest, se développent des calcaires blancs crayeux et des marnes rosées ou blanchâtres avec, par endroits, des lentilles de lignite. Ces calcaires fossilifères montrent de nombreux restes d'Hélix, limnées, planorbes, Hydrobies, particulièrement à proximité de la ferme de Tessié. Ce même horizon a fourni, sur la rive gauche du Sambué, à l'Est de la route de Vendémian à Villeveyrac, des restes de vertèbres indéterminés. Ces calcaires probablement oligocènes, sont portés en Lutétien sur la feuille de Montpellier. Plus à l'Ouest, aux environs de Saint-Pargoire, ils sont attribués sur le même document au Sannoisien. Le long de la faille « Fertalières - Cabrials », ces calcaires, trangressifs sur leur bordure jurassique, passent latéralement à une brèche dolomitique, empruntée au Jurassique sous-jacent. Cette brèche paraît, localement, superposée à une deuxième brèche plus ancienne dont l'identification est délicate.

A l'Ouest d'Encoste, au centre du bassin, se développe une nouvelle série de marnes détritiques, formant la quasi-totalité des versants des deux buttes témoins situées à l'Est de la route de Vendémian à Villeveyrac. A l'Ouest, de cette route, les marnes et poudingues prennent une extension considérable. Leur âge oligocène ne paraît pas douteux, bien qu'ils aient été considérés comme éocène supérieur par les auteurs de la carte.

Le Miocène (Helvétien supérieur) est molassique, à l'Ouest de la route, tandis qu'à l'Est, il se présente sous forme de poudingues littoraux, remaniant directement leur substratum.

LE BASSIN DE VILLEVEYRAC ET SES DIVERS MOTIFS STRUCTURAUX

Stratigraphie.

Le bassin de Villeveyrac correspond à une vaste aire d'ennoyage

creusée entre les anticlinaux de la Mourre et de Poussan et développée, vers l'Ouest, en direction de la plaine de l'Hérault. Le contenu stratigraphique de cette cuvette, s'étage du Maestrichtien supérieur au Mio-pliocène discordant. L'épaisseur des sédiments accumulés est considérable : environ 2 000 mètres. Les dépôts sont d'origine essentiellement continentale ou lacustre, à l'exception d'un très mince niveau situé à la base de la série et auquel on pourrait attribuer une origine marine.

Formant une bande d'affleurements discontinus, la Bauxite colmate les irrégularités profondes, sculptées par l'érosion karstique, à la surface des dalles jurassiques. La valeur de cette ébauche d'aplanissement, consécutive aux premiers plissements crétacés, est soulignée par l'âge du mur de la Bauxite. Celui-ci se montre progressivement plus ancien, vers le Sud, en allant du Col de Villeveyrac vers l'axe plongeant de l'anticlinal de Poussan (Tithonique « Coralligène à Kimméridgien inférieur »).

Au toit de la Bauxite, des calcaires et marnes lacustres de couleur verdâtre, contenant une faune de Lamellibranches et gastéropodes, représenteraient un épisode continental (Maestrichtien), c'est le terme le plus bas de la série crétacée supérieure affleurant dans le bassin de Villeveyrac. Un banc, particulièrement représentatif de cet horizon, peut être observé, sur le talus de la route de Loupian à Villeveyrac, avant le château de Veyrac. Plus près de Loupian, en bordure ouest de la même route, dans une carrière de Bauxite exploitée par la Compagnie Péchiney, carrière de la Malotte [1] quelques lits, interstratifiés aux couches bégudiennes du toit, présentent un intérêt particulier. Ils contiennent, outre des débris de test de Lamellibranches, dont des pectinidés, malheureusement indéterminables, de très nombreuses Entroques dont l'existence permet de penser à la manifestation d'un *épisode marin à la base du complexe rutilant*, en cette partie orientale du fossé sous-pyrénéen. Le Crétacé supérieur marin est, encore bien développé, plus à l'Ouest, à hauteur de Béziers et peut-être même de Montblanc.

Architecture.

Cette puissante série de comblement, sous laquelle paraît s'ennoyer le pays jurassique, a été, postérieurement à son dépôt, soumise à des déformations. Celles-ci témoignent du fait que toute cette masse a été engagée dans les mouvements qui ont façonné l'architecture du pli de Montpellier.

(1) Dreyfuss et Gottis, *B.S.G.F.*, 1946-1947 (a).

La prolongation dans le Crétacé de l'anticlinal plongeant de Poussan - Loupian.

Cet anticlinal se poursuit, dans le bassin, par une ride que dessinent les auréoles concentriques des grès de Villeveyrac et des calcaires et poudingues de Valmagne. Son flanc sud et sud-est, à peine amorcé par une timide retombée de pendages dans ce sens, est voilé par le masque des assises néogènes transgressives et discordantes. Le versant nord-est témoigne, par contre, d'une déformation plus énergique. Près de l'abbaye de Valmagne, les calcaires redressés du Rognacien supérieur, forment une lame verticale, élégamment ciselée par l'érosion et connue sous le nom de « dentelles de Valmagne ». Vers Bessille, un repli aigu de cet horizon correspond, semble-t-il, à un effet de « Collapse » le long de ce versant fortement penté.

Le synclinal de Valmagne.

Le large fond de bateau, figuré par la côte gréseuse supportant Villeveyrac, se montre beaucoup plus étroit et resserré dans les horizons supérieurs ; il est rendu dissymétrique dans la zone de raccord avec le flanc nord-ouest du Pli de Vinaigre.

Le fond de cette gouttière est rempli par une flaque d'Eocène moyen de faible étendue. Un puissant épandage détritique, d'âge éocène supérieur - oligocène, voile, de son manteau discordant, l'évolution, vers l'Ouest, de cet axe synclinal.

L'ensellement de Saint-Martin et de Florensac.

La barre rognacienne se poursuit vers l'Ouest, la route nationale de Montpellier à Béziers la franchit, entre Montagnac et la ferme de la Briffaude, à la faveur d'une petite clue, entaillée par un ruisseau temporaire. A partir de ce point, la côte, dessinée par ces bancs résistants, s'incurve nettement vers le Sud et se prolonge selon un tracé presque rectiligne (plus de deux kilomètres), jusqu'à proximité du Mas del Sol.

Aux abords de ces constructions, elle se trouve, subitement décalée vers l'Est, d'environ cinq cents mètres, pour former un relief de même orientation qui culmine à la cote 90 m.

A partir du Mas de Brignac (au Nord de la nationale 113 Montpellier - Béziers), l'érosion a dégagé, de leur recouvrement miocène, les marnes rutilantes de l'Eocène qui enveloppent la carapace des calcaires de Vallemagne. A hauteur du domaine de Saint-Martin, au Sud de la ligne du chemin de fer d'intérêt local, ces marnolithes emplissent une selle peu profonde, séparant le nez anticlinal de

Vinaigre, d'une ride apparemment allongée d'Est en Ouest et s'ouvrant, à Castelnau-de-Guers, vers la vallée de l'Hérault. Le col structural, ainsi délimité, isole la prolongation occidentale du synclinal de Valmagne, d'une cuvette plus méridionale, qui depuis Saint-Martin s'ouvre en direction de Florensac. Le puissant entablement de calcaires lutétiens, formant les hauteurs de Clavel, dessine une amorce de terminaison périsynclinale est ; mais cette disposition est rapidement recouverte, vers le Sud, par le Néogène transgressif et discordant.

L'Anticlinal de Castelnau.

1° *Géométrie superficielle :*

L'importance du recouvrement miocène ne permet guère d'observer, avec précision, que le flanc sud de cette unité structurale. Assez fortement penté (40°), au niveau du contact du « calcaire de Valmagne » avec les marnolithes éocènes, ce versant donne au pli une allure légèrement coffrée. Dans sa zone d'ennoyage oriental sous la *selle de Saint-Martin*, l'anticlinal s'effile en une étroite crête. Le dos de cette voûte, dessinée par les calcaires de Valmagne, a été crevé par l'érosion, laissant apparaître les marnocalcaires crayeux blanchâtres de la base de cet horizon. Ceux-ci affleurent le long d'un faible vallonnement qui, au pied du *synclinal d'Aumes,* se développe jusqu'à la Bergerie-de-Siau.

Une longue fracture nord-est - sud-ouest, de très faible rejet, cisaille obliquement l'axe et le flanc sud du pli ainsi que la terminaison périanticlinale de Vinaigre. Cet accident est bien caractérisé à proximité de la ferme de la Baraque où sa lèvre est se montre surélevée. Son tracé est délicat à suivre dans les marnolithes rouges éocènes ; à leur traversée, il ne se signale guère que par quelques brouillages passagers dans l'ordonnance des pendages, notamment vers la côte 66 et le puits de Bridau. Cette faille ne s'individualise, à nouveau, fortement, que par le décalage de la côte du Rognacien supérieur à proximité du Mas del Sol.

Le pied de la colline, supportant les ruines de l'Hermitage Saint-Antoine, montre l'apparition d'un banc de grès calcaire. Celui-ci affleure en bordure même de la plaine alluviale de l'Hérault et dans l'axe du pli. Cette assise a été attribuée, semble-t-il à tort, au « grès de Villeveyrac ».

Les pentes boisées qui dominent le château de Saint-Martin-de Grave, où les croupes dénudées, situées plus à l'Est, montrent l'amorce d'un flanc nord très doux.

2° *Géométrie profonde :*

Une campagne d'exploration de l'infrastructure de cet anticlinal, par méthode sismique, a été effectuée, pour le compte de la S.N.P. L.M. Cette étude a montré l'existence d'un bombement beaucoup plus développé que ne le laissaient, à priori, prévoir les observations de surface. Les miroirs obtenus dessinent deux culminations secondaires. Le pli méridional et le moins élevé de ces bombements correspond sensiblement à la position de l'anticlinal connu. L'autre se situe pratiquement sous Pézénas. Après une série de sondages à profondeur relativement faible, 400 à 800 mètres, qui ont permis de vérifier l'allure structurale du toit du Jurassique, deux sondages profonds ont été entrepris.

Le premier, Castelnau II, situé quelque 500 mètres au Sud-Est du sondage ONCL, a traversé sous un revêtement d'âge Crétacé supérieur-Tertiaire, un coussin de Bauxite pour pénétrer, ensuite, directement dans le Jurassique moyen. Il a été poussé jusqu'à la profondeur de 3 800 mètres. Le contact stratigraphique infralias-trias s'établit en ce point à la cote 2 950. L'épaisseur du Trias traversé est de 850 mètres.

Le deuxième forage, Castelnau III, implanté à la limite nord-est de Pézenas, en bordure de la petite route d'Aumes, a rencontré un Jurassique moyen beaucoup plus profondément érodé que celui de Castelnau II. Il a pénétré dans le Trias supérieur à 2.340 mètres, pour traverser, ensuite, grâce au jeu d'une faille inverse caractérisée, une écaille synclinale de Lias dans laquelle le sondage a été arrêté.

Il semble bien se dégager des enseignements de ces deux sondages que l'anticlinal de Castelnau correspond à un bourrage de Trias ayant entraîné un léger chevauchement, vers le Nord, de la masse jurassique. Cette disposition structurale, localisée entre l'écaille de Montblanc et le chevauchement du pli de Montpellier, a été évoquée à l'occasion de l'étude de la plaine du Bittérois. Elle jalonne, vraisemblablement, le passage d'un système de fractures, séparant un pays secondaire plissé et plus ou moins glissé, situé au Sud, d'une région plus septentrionale, qui n'a été l'objet d'aucune déformation tangentielle caractérisée.

Conclusions : l'architecture et la genèse du « Pli de Montpellier »

LE STYLE ARCHITECTURAL

Faisceau de plis, largement étalés à l'Ouest, beaucoup plus serrés à l'Est, ce domaine structural offre, dans le sens transversal, un accroissement de l'intensité de son modelé, vers le Nord-Ouest et le Nord, c'est-à-dire vers l'extérieur de l'arc jurassique.

Cet édifice culmine entre Murviel et Saint-Georges-d'Orques où

COUPE INTERPRÉTATIVE A TRAVERS LA STRUCTURE DE CASTELNAU

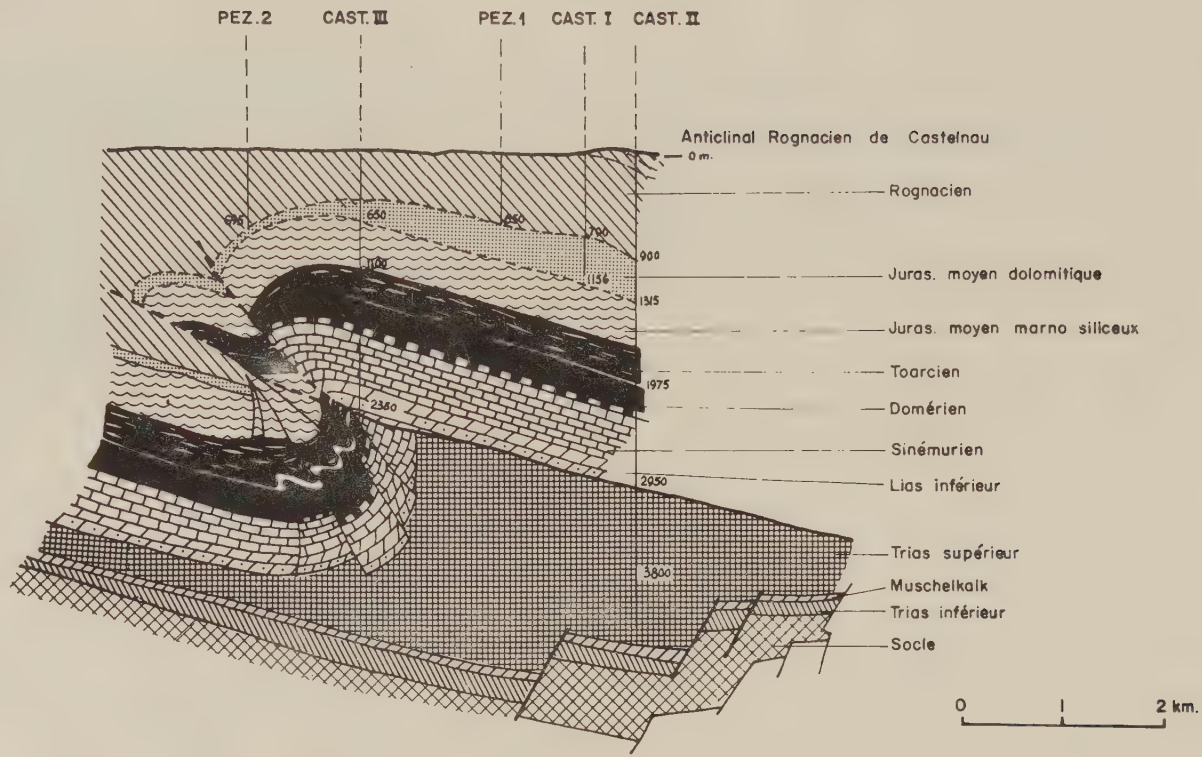


Planche 21

un vaste bombement permet l'affleurement du Lias supérieur marneux : cette boutonnière se situe, selon les points, à quatre ou cinq kilomètres de la lisière septentrionale de cet ensemble structural.

Le long de cette limite, les matériaux jurassiques affrontent et chevauchent selon une surface gauche d'inclinaison variable des assises plus récentes. Celles-ci sont essentiellement constituées de Crétacé terminal et d'Eocène (s.l.), à l'Ouest de la route de Montpellier à Ganges, et de Néocomien, à l'Est de cette voie. Au contact du chevauchement jurassique, le Tertiaire et le Crétacé se montrent vigoureusement plissés et écaillés. Ces dispositions s'atténuent et s'espacent en s'éloignant de l'accident frontal.

Vers l'Ouest, à hauteur de Vendemian, des dépôts oligocènes transgressifs voilent, à l'affleurement, le tracé du contact anormal en direction de la vallée de l'Hérault.

Une très nette réduction de l'ampleur du déplacement tangentiel avec un redressement de la surface de discontinuité qui a gagné la profondeur, ont été observés au sondage Castelnau III. Vers l'Est, l'enracinement apparent de la masse jurassique s'amorce à hauteur de la clue du Lez à Castelnau. *La corde tirée entre ces deux points suggère pour l'arc chevauchant, qu'elle tend vers le Nord, un déplacement horizontal de plusieurs kilomètres.*

CINEMATIQUE

Cause du plissement.

L'accroissement d'intensité du plissement de l'unité chevauchante et du domaine chevauché au contact l'un de l'autre conduit à admettre que cette architecture mineure est née du freinage imposé par la masse synclinale du bassin de Saint-Paul et Valmagne, à l'édifice jurassique progressant, vers le Nord, sous l'effet de la gravité.

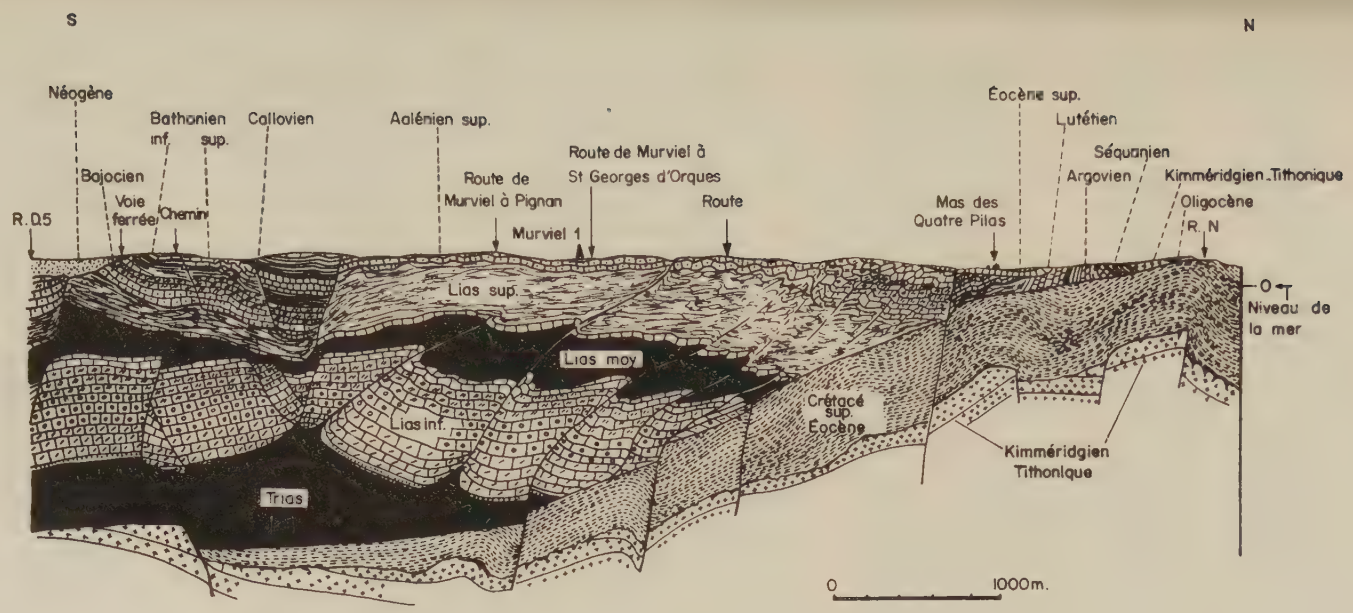
Cette dernière proposition implique l'existence, au moment de la mise en place de ce complexe tectonique, d'une zone haute située plus au Sud et d'où le « pli de Montpellier » serait originaire. Une telle disposition est contraire aux faits d'observation actuels et nécessite la manifestation d'un basculement régional, vers le Sud, postérieurement à la tectogenèse du « pli ».

Succession des phases de déformation [1].

Mise en place.

Quelle est donc l'époque de cette tectogenèse ? Si l'on s'en tient

(1) Dreyfuss et Gottis, 1948.



COUPE S-N A TRAVERS LE PLI DE MONTPELLIER
ENTRE MURVIEL ET SAINT GEORGES D'ORQUES

Corrigé d'après les résultats du sondage de Murviel I

Planche 22

aux dispositions géométriques les plus apparentes, le chevauchement s'est développé postérieurement au Lutétien à *Bulimus hopei* et à un premier complexe détritique de l'Eocène supérieur qu'il affecte.

Il est antérieur à un deuxième épandage détritique lié au cycle oligocène mais appartenant peut-être encore à l'Eocène terminal. *La mise en place du pli date donc de l'Eocène supérieur.*

Phases prémonitrices.

Faut-il croire, cependant, que la genèse de cet édifice corresponde à un phénomène aussi limité dans le temps ? Il semble bien, au contraire, qu'un long travail de modelage préliminaire se soit effectué depuis le Néocomien.

En remontant le temps on peut aisément délimiter plusieurs événements tectoniques :

a) *Déformations prélutétiennes* (pl. 23) :

Au Sud de Grabels, les abords de la Clue, pratiqués par la Mosson dans le Massif Jurassique, montrent la transgressivité du calcaire lutétien :

1° Sur le biseau du complexe rutilant du Crétacé terminal et de l'Eocène inférieur appuyé contre le front du pli ;

2° Sur le Jurassique énergiquement plissoté ; la discordance des deux formations dépasse localement 40°.

b) *Déformation liée au début de la sédimentation du complexe rutilant Crétacé terminal Eocène :*

Ce complexe rutilant forme le premier niveau du comblement du synclinal de Saint-Paul et Valmalle qui s'est individualisé peu de temps avant ces dépôts et s'est montré subsident pendant la plus grande partie de l'Eocène. La disposition des caractères sédimentologiques de cette série sur les deux bords du synclinal, d'une part, et entre cette série subsidente et celle du bassin de Villeveyrac, d'autre part, impose :

1° La présence d'une ride intermédiaire entre ces deux dépressions ;

2° L'individualisation d'un fort relief longitudinal dominant le bord sud du synclinal de Saint-Paul et Valmalle où se sont accumulées d'importantes brèches de Piedmont empruntées au Jurassique voisin. *La manifestation d'un abrupt de faille rendrait bien compte des faits observés.*

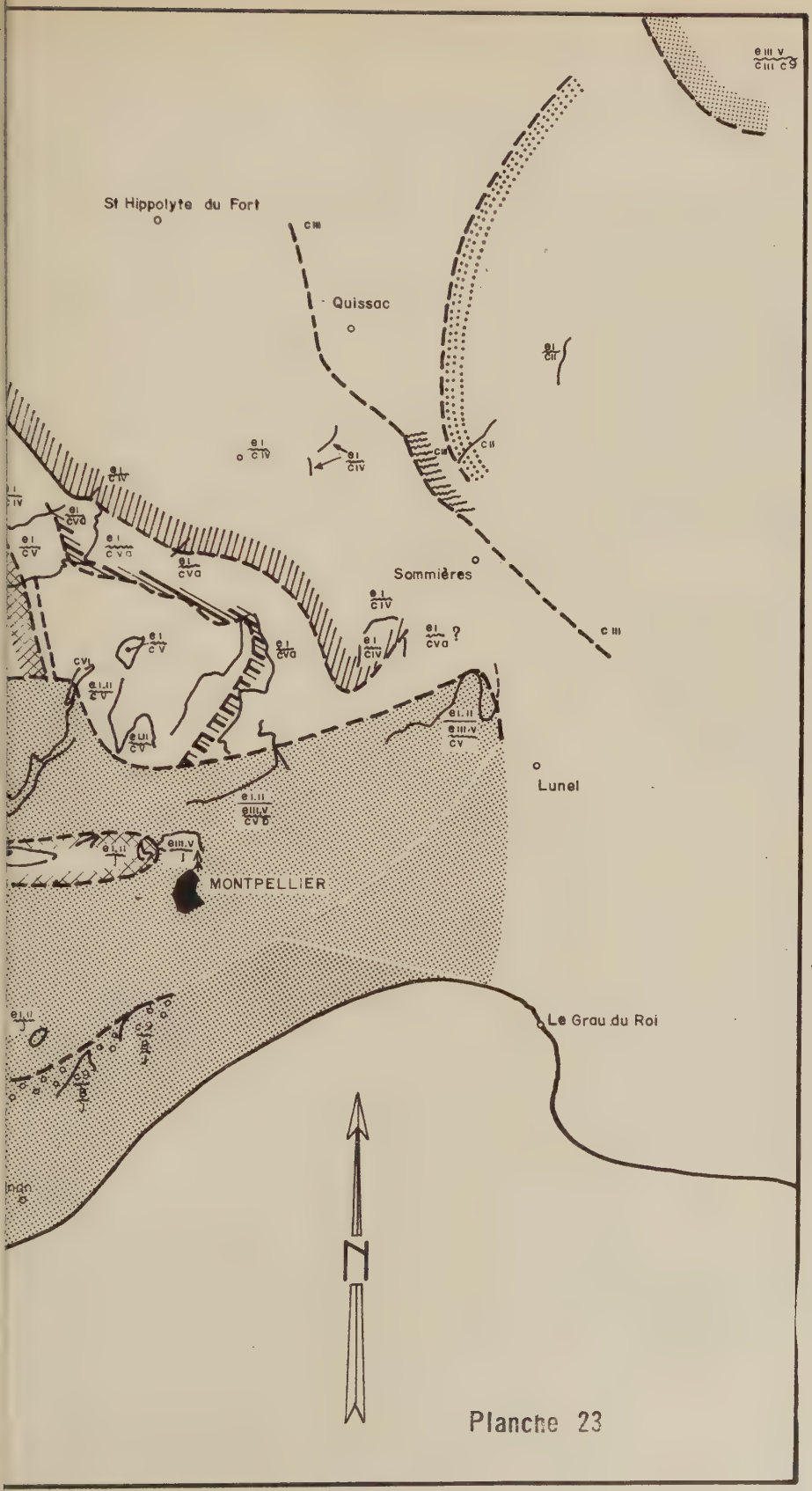

St Hippolyte du Fort
Quissac
Sommières
Lunel
MONTPELLIER
Le Grau du Roi
N

Planche 23

Sur le versant nord du synclinal, au contraire, les graviers quartzeux contemporains des brèches de Piedmont suggèrent un vaste glacis faiblement penté depuis le Massif Central en direction du Sud.

Dans le synclinal de Villeveyrac, la série Crétacé supérieur est notablement plus développée. Un horizon marin de faible épaisseur s'intercale, même à la base des couches maestrichtiennes (DREYFUSS M. et GOTTIS M., *loc. cit.* Cet horizon représente l'extrême extension, vers l'Est - Nord-Est, du sillon crétacé supérieur des Corbières et du Bitterois. Les assises de cet âge et celle du Crétacé moyen devaient affleurer, plus au Sud, sur un pays en voie d'exhaussement. Comme dans la région entre Saint-Chinian et Béziers, les conglomérats du complexe rutilant contiennent, en effet, des galets bien roulés de calcaires ou de grès à Orbitolines ou à Globotruncana. Les galets, en provenance du Massif Jurassique limitant le bassin vers le Nord, sont rares.

Le pli de Montpellier occupe donc une position analogue à celle des écailles de Boutenac et de Saint-Chinian à la limite septentrionale du sillon Crétacé supérieur nord-pyrénéen. Il devait, à cette époque, se présenter plutôt, sous forme d'un dispositif monoclinal faillé vers le Nord, qu'avec l'architecture d'un vrai pli. Au pied de son abrupt septentrional comparable à celui du massif de Mouthoumet, le fond du synclinal de Saint-Paul et Valmalle a joué, à la limite inférieure du Tertiaire, le rôle de charnière articulant les pentes régionales convergentes.

c) *Déformation épirogénique antérieure au dépôt du complexe rutilant :*

Au Nord de Montpellier, le complexe rutilant selle une ancienne surface d'érosion biseautant successivement de l'Est vers l'Ouest, les diverses assises du Néocomien, pour atteindre, finalement, le Jurassique. Dans la banlieue même de la ville, cette figure conduit à imaginer qu'à la fin du Crétacé, les matériaux formant le mur de la discordance, étaient affectés d'une pente structurale en direction de l'Est - Nord-Est. Cette pente était presque orthogonale à celles manifestées durant le dépôt du complexe Dano-Eocène. Ce modelé structural très doux ne paraît pas avoir évolué beaucoup depuis l'époque de mise en place des Bauxites, c'est-à-dire vraisemblablement de l'Aptien inférieur.

d) *Phase antérieure à la Bauxite :*

L'examen de l'âge du mur des différents gisements de bauxite conduit à mettre en évidence l'existence, antérieurement à l'Aptien, de déformations à grands rayons de courbure plongeant vers l'Est, et correspondant à des digitations de l'axe Montagne Noire - Mou-

thoumet, sur la zone d'ennoyage oriental de ce massif. L'une de ces ondulations était déjà profondément décapée par l'érosion qui avait atteint (Est de Vendemian) le sommet du Callovien et même le Jurassique moyen (Castelnau III), soit plus de 500 mètres de sédiments enlevés sur la zone de crête. *Il existait donc, à la fin du Néocomien à peu près sur l'emplacement du pli de Montpellier, un anticlinal relativement symétrique ; fait curieux, cette ébauche structurale et la valeur de l'érosion manifestée à ses dépens ne paraissent pas avoir joué un rôle déterminant dans la forme et la genèse du vaste chevauchement d'âge pyrénéen.*

Les diverses phases prélutétiennes relèvent de la tectonique de revêtement et correspondent au moulage des déformations du substratum paléozoïque ; elles témoignent de l'instabilité du tréfonds hercynien responsable, par l'ampleur de ses dénivelées, du déclenchement, à l'Eocène supérieur, de la cinématique tangentielle déjà évoquée.

Phases posthumes.

Dès l'oligocène la subsidence de la Méditerranée occidentale a provoqué l'inversion de la pente régionale qui s'est, dès lors, trouvée inclinée vers le Sud, annulant ainsi les forces responsables de la tectogenèse majeure du « pli ». Cependant des déformations, non négligeables, se sont encore manifestées durant le Néogène.

Certaines de ces déformations sont de style cassant. Elles sont liées à la nouvelle déformation régionale, et sont orthogonales aux lignes du schéma structural antérieur (Dreyfuss M., Gottis M., 1949, b), tel est, notamment, le cas de l'accident de Cazarils - Saint-Paul - Fertalières, dont le jeu vertical tardif est attesté par la morphologie et la déformation des assises miocènes à son approche.

D'autres déformations de style souple, parallèles aux directions éocènes, affectent les surfaces d'aplanissement ou de discordances élaborées au Néogène sur l'ensemble du pli (Dreyfuss 1941 a - b - 1943, Gottis M. 1945). L'examen et la reconstitution graphique de ces surfaces, montrent le développement d'un bombement anticlinal progressif affectant les enveloppes virtuelles ou réelles du « pli » modelées au Néogène.

Le Miocène redressé à 45° vers le Nord dans la région orientale de Saint-Brès, et le paquet Helvétien recouvert par le Jurassique de la Valette dans la banlieue nord de Montpellier, témoignent, même encore, d'actions tangentielles. Celles-ci ne peuvent avoir les mêmes modalités que celles de l'Eocène, le rôle de la gravité ayant un vecteur géographique opposé. Comme pour l'anticlinal du Saint-Loup, il est tentant d'invoquer un phénomène « d'invagination » de la masse synclinale chevauchée soulevant la lame Jurassique surincombante.

CHAPITRE IV

L'ARRIÈRE-PAYS

SOMMAIRE

Le domaine situé au Sud du pli de Montpellier.

I. — **Le fossé de Montbazin - Gigean.**

II. — **Le massif de la Gardiole.**
LES CARACTÈRES GÉOMORPHOLOGIQUES.
GÉNÉRALITÉS STRUCTURALES.
ANALYSE DÉTAILLÉE.
A) *Le flanc sud-est.*
B) *La bande axiale.*
C) *Le flanc nord-ouest.*
COUPE SOMMAIRE DU SONDAGE DE GARDIOLE-I.

III. — **Conclusions : structure et mise en place du domaine situé au Sud du « Pli de Montpellier ».**

PARTICULARITÉS STRUCTURALES DU MASSIF DE GARDIOLE.

Le domaine situé au Sud-Est des chevauchements du Narbonnais.

I. — **Le massif de la Clape.**
LES CARACTÈRES GÉOMORPHOLOGIQUES.
LES MATÉRIAUX.
LES ÉLÉMENTS STRUCTURAUX.
A) *Généralités.*
B) *La terminaison péri-anticlinale de Gruissan et celle d'Enferreck.*
C) *L'anticlinal de l'Hospitalet.*
D) *Le synclinal de Fleury.*
E) *Le motif monoclinal de la cote* 161.

II. — **Le fossé de Narbonne.**
GÉNÉRALITÉS.
LES MATÉRIAUX DE COMBLEMENT.
CONFIGURATION STRUCTURALE DE L'OLIGOCÈNE, SES RAPPORTS AVEC LE SUBSTRATUM DU BASSIN.
A) *Anticlinal de Lespignan.*
B) *Les affleurements oligocènes de l'Ouest et du Sud du fossé.*

a) Caractères morphologiques.
b) Les éléments structuraux de l'axe anticlinal de Portel - Périac-de-Mer.

III. — **Conclusions : relations du fossé de Narbonne et du massif de la Clape avec les chevauchements du Narbonnais.**

Le domaine situé au sud du pli de Montpellier.

LE FOSSE DE MONTBAZIN - GIGEAN

Au Sud des hauteurs arides du Causse d'Aumelas, la plaine fertile de Montbazin - Gigean forme une dépression allongée. Sa limite sud-est court au pied du plateau calcaire de la Gardiole ; elle est à peu près rectiligne et contraste avec le contour plus complexe des bordures ouest et nord-ouest. Largement ouverte vers le Nord-Est, où elle communique avec la plaine littorale, cette dépression est presque fermée, au Sud-Ouest, par l'arête jurassique nord-sud de Poussan. Le Pertuis d'Issenka donne accès aux rives de l'étang de Thau. Quelques petites collines accidentent cette plaine. Leur profil est généralement dissymétrique, leur versant est, plus doux, accuse une inclinaison des couches dans ce sens.

En fait, cette région correspond au remplissage miopliocène d'un fossé tectonique créé au début du Néogène. Le basculement, vers l'Est, légèrement postérieur au comblement, s'est manifesté avant la phase de sédimentation astienne.

Vers l'Est - Nord-Est, une gouttière s'individualise le long de la limite septentrionale du bassin. Elle divise en deux tronçons le pli de Montpellier.

La présence de dépôts marins de l'Aquitanien, à la base de la série de remplissage néogène, permet de penser que cette disposition structurale était acquise à cette époque. De telles assises doivent participer, pour une part non négligeable, au remplissage de la portion du fossé qui se relie à la plaine littorale. Vers le Nord, les marnes bleues, à *Ostrea aginensis*, paraissent s'imbriquer dans la masse deltaïque de poudingues dont une importante partie doit être attribuée à l'Eocène supérieur et à l'Oligocène.

Les calcaires gréseux coquilliers du Burdigalien, légèrement transgressif sur l'Aquitanien et les poudingues de l'Eocène supérieur,

ne sont observables qu'en bordure nord du bassin, à l'Est de Pignan. Cette formation, peu nourrie des apports du continent, ne constitue qu'une assise de faible épaisseur.

Le comblement du fossé est dû, pour sa majeure partie, à la sédimentation de puissantes marnes sableuses helvétiennes. Ces couches bleutées et plus argileuses, à leur base, se montrent jaunâtres et plus sableuses à leur partie supérieure, tandis que se manifestent de nombreuses interstratifications calcaréo-gréseuses. En bordure de la faille qui limite le massif de la Gardiole, une faible frange de conglomérats de piedmont souligne la permanence du caractère orogénique de cette bordure.

Les sables astiens dessinent un golfe peu prononcé —, poussé depuis la plaine littorale jusqu'à proximité de Fabrègues.

L'épaisseur des sédiments, qui emplissent le bassin, est variable ; assez faible, à hauteur du pertuis d'Issenka [1], celle-ci doit atteindre une valeur appréciable entre Gigean et Montpellier. Le long de la faille bordière de la Gardiole, l'Helvétien a été traversé en sondage sur plus de 150 mètres.

Le fond de la digitation nord-est du fossé doit avoir une topographie relativement compliquée. Des hauts-fonds, des écueils ont dû accidenter ce chenal avant d'être enfouis sous les dépôts deltaïques qui, à l'Aquitanien, se sont amassés à son extrémité.

En prolongement de la Gardiole, un haut-fond doit, entre le château de la Lauze et Castelnau, limiter, vers l'Est - Nord-Est, la subsidence du Miocène sous le voile discordant du Pliocène littoral.

LE MASSIF DE LA GARDIOLE

Les caractères géomorphologiques.

Le relief, qui correspond à ce vocable, se présente comme un étroit plateau rocheux. Il saille à une altitude voisine de deux cents mètres, au milieu de la plaine de vignoble qui s'étend de Montpellier aux rives de l'Etang de Thau. Large de 3 à 5 kilomètres, ce chaînon calcaire s'allonge, Nord-Est - Sud-Ouest, sur environ 18 kilomètres, séparant le bassin miocène de Montbazin, de l'étroite plaine littorale qui court au pied de son versant est.

Plusieurs plate-formes, correspondant à des témoins de surfaces d'aplanissement, s'étagent sur les flancs de ces collines. La

(1) Un sondage à l'eau effectué pour le compte de la ville de Sète a été implanté à proximité de la bifurcation des routes nationales menant d'Issenka vers Sète et vers Béziers. Ce sondage a pénétré à 70 mètres dans les dolomies jurassiques formant en ce point le substratum du bassin tertiaire.

plus basse se tient entre 30 et 50 mètres d'altitude. Elle se développe largement à l'extrémité nord du massif, pour former les garrigues de la Madeleine et du Champ de tir. La Mosson, petite rivière, qui draine les eaux descendues des reliefs du pli de Montpellier, ou accumulées dans le bassin de Montbazin, « encaisse » ses méandres à la traversée de cette table rocheuse. Elle y dessine une gorge courte et sinueuse. M. Dreyfuss a montré que cette surface d'érosion s'est formée durant le Pliocène.

Une autre surface, plus discrète, se situe vers la cote 100; peut-être doit-elle cette absence de caractère à ce qu'elle fut moins bien individualisée, à l'origine, et qu'elle a été nettement déformée, par la suite. Les méplats, entaillés aux environs de cette altitude, paraissent, en effet, pouvoir être reliés à des surfaces inclinées qui s'enfoncent sous le contact du Miocène.

De très belles dalles de calcaires jurassique, criblées de perforations de pholades, peuvent être observées à peu près partout à proximité immédiate des affleurements miocènes. Il semble, donc, que l'on doive attribuer un âge anté-miocène à cette ébauche d'aplanissement. L'origine subaérienne de ce nivellement et son caractère karstique sont soulignés, par l'existence, à l'Est - Nord-Est de Balaruc-le-Vieux, d'une cavité fossilisée par un remplissage de marnes gréseuses, fossilifères, de l'Helvétien. Cette petite grotte s'ouvre au Nord du Mas Bésague, sur les pentes de la côte 148.

Enfin, la plate-forme sommitale, établie aux environs de la côte 200 (180-220 mètres) est antérieure aux précédentes. Elle doit être raccordée, par-delà la plaine de Montbazin, aux éléments de la pénéplaine qui modèle le causse d'Aumelas. La continuité de ce plateau, aux versants fortement pentés, n'est interrompue que par un col ; celui-ci permet le franchissement de ces hauteurs par la route de Vic à Cournon et scinde le massif en deux portions d'inégales importance.

Généralités structurales.

L'architecture de ce petit domaine montagneux, montre la dominance du style cassant, déjà manifesté dans les assises du flanc sud du pli de Montpellier. L'importance relative des rejets des différents accidents, rend délicate l'interprétation du plan tectonique primitif. La première impression, qui se dégage de la lecture de la carte géologique, est celle d'un anticlinal allongé comme le massif lui-même. La continuité, l'extension et la relative douceur du flanc sud-est contrastent fortement avec le faible développement du flanc nord-ouest. Ce dernier est haché de failles fractionnant le Jurassique en gradins, pour l'effondrer finalement, sous le fossé de Montbazin. La bande médiane, sommitale, se présente comme une succession de compar-

Issenka
St Joseph
Mas Mion
Mas Rombault
Route
400
350
300
250
200
150
100
50
0
0
1
2
3
4 km
EQUIDISTANCE DES COURBES 10 m

timents monoclinaux ou légèrement anticlinaux, faiblement pentés et violemment mis en relief par le jeu d'accidents verticaux.

Les vestiges d'une ébauche structurale est-ouest, probablement antérieure à la phase de fracturation, sont cependant décelables. Une telle disposition se manifeste entre Gigean et Mireval. Là, un exhaussement transverse de l'ensemble de l'édifice tectonique permet la localisation de la culmination de la bande centrale tandis qu'une digitation anticlinale, s'ennoyant vers l'Est, affecte le versant méridional. La terminaison périanticlinale de cette ondulation est nettement dessinée par une combe calcaréomarneuse de l'Oxfordien-Argovien. Par contre, vers le Sud, en direction de Frontignan, la masse jurassique paraît s'ennoyer sous l'étang des eaux blanches, selon un axe plongeant d'orientation méridienne.

Analyse détaillée.

Le flanc sud-est.

Les calcaires du Jurassique supérieur qui à l'affleurement, constituent sa carapace, occupent une vaste étendue, à l'Est d'une ligne Saint-Jean-de-Védas-Mireval. Ils sont affectés de deux déformations en dômes surbaissés. Le premier a son point culminant entre la colline de Saint-Bauzille et la cote 200 mètres. Le second dit de la Mosson occupe une surface plus vaste. Le sommet de cette voûte est souligné par une petite boutonnière de calcaires en plaquettes du Séquanien. Celle-ci a été dégagée, entre les deux buttes de tir (près du Moulin de Bresse), par un méandre de la Mosson. Le caractère transgressif des sédiments néogènes sur cet îlot jurassique, voile en partie le développement, vers le Sud-Est, en direction de Villeneuve-les-Maguelonne, d'un bassin de Crétacé supérieur continental. Un petit affleurement de cette formation est situé en bordure du Marais de l'Estagnol. Il repose, entre Maire et la Métairie Neuve, sur la surface karstique du Portlandien, par l'intermédiaire d'un colmatage de Bauxite. L'allure, à peu près rectiligne, de la limite occidentale du calcaire jurassique supérieur, est due à l'existence d'une faille. Cet accident court depuis « Poste-Vieille », entre Fabrègues et Saint-Jean-de-Vedas, en bordure de la route nationale 113 (ex-nationale 87), jusqu'à proximité de la source de la Roubine, au Sud-Ouest de Mireval. D'orientation approximative, nord-sud, jusqu'à environ 2 kilomètres de Mireval, il oblique, à partir de là, vers le Sud. En prolongement de la direction primitive de cet accident, naît une faille à rejet compensateur qui isole dans l'angle ainsi formé un coin effondré de Crétacé supérieur abondamment fossilifère.

A l'Ouest de la faille principale, l'Argovien affleure dans les ravins qui descendent du col creusé entre la cote 197 et Saint-Bauzille ; l'arête qui culmine à la cote 197, doit par contre, son relief

aux calcaires du Jurassique supérieur qui dessinent là une butte synclinale Le flanc est - sud-est de cette cuvette se développe largement entre la faille de Poste-Vieille - Roubine et la *terminaison périanticlinale de Mireval,* déjà signalée.

Vers le Nord, la côte calcaire se relève pour s'appuyer, sans discontinuité notable sur l'ennoyage méridional du *horst de la Bergerie du Bousquet.* Vers l'Ouest - Nord-Ouest, elle butte par faille contre la *bande axiale de Mujolan-Bastide.*

Très réduit à l'extrémité du nez plongeant de Mireval, le versant sud montre, à nouveau, un important développement, au Sud de cette agglomération, en direction de Frontignan. Une portion du plateau et les pentes raides et rocheuses qui descendent jusqu'en bordure des étangs, sont exclusivement constitués de Rauracien-Séquanien et de Kimméridgien. Sur le plateau, entre le Lac Mégé et la cote 221, ces assises s'adossent, brutalement, contre le Callovien du panneau sommital. Sur les versants, qui dominent le Mas de Mion, le pendage des couches s'accuse nettement et dépasse parfois 30°.

La bande axiale.

Mal ordonné, ce motif tectonique est caractérisé par sa situation structurale élevée, ayant permis l'affleurement de terrains antérieurs à l'Argovien.

A l'extrémité nord, se situe l'étroite langue monoclinale, dite de la Bergerie du Bousquet, elle est limitée, à l'Est, par une digitation de la *grande faille de Poste-Vieille - Roubine* et à l'Ouest par celle *du Moulin du Traouc.* Cette dernière naît, sous forme d'une forte flexure, sur la rive gauche de la Mosson, et prend au Sud du Coulazou, un important rejet. Maximale à proximité de la Bergerie du Bousquet, cette dénivelation s'annule avant de s'inverser, un peu à l'Est du rendez-vous de chasse de Mujolan, grâce au jeu d'un accident transverse.

La zone la plus élevée de cet élément structural se situe immédiatement à l'Est de la Bergerie du Bousquet, où doit affleurer l'extrême sommet du Bathonien. Les calcaires siliceux fossilifères de Callovien inférieur, qui recouvrent cet horizon, présentent des inclinaisons variables vers l'Ouest - Nord-Ouest, au Nord, et vers l'Ouest - Sud-Ouest, au Sud. Un brusque crochon indique le passage du grand accident à l'Est, tandis que l'amorce d'une terminaison périanticlinale nord est tronquée par la faille de bordure du bassin de Montbazin. A l'autre extrémité, la série du Callovo-Oxfordien plonge, plus ou moins distordue, sous le synclinal de la côte 197.

Le panneau de La Bergerie du Bousquet est relayé, vers le Sud-Ouest, par la culmination du rendez-vous de chasse de Mujolan.

Limitée en coin, vers le Nord, cette zone haute épouse la forme d'un axe anticlinal, s'inclinant doucement vers le Sud-Ouest. Au-delà de la route de Cournon à Vic, qui marque le maximum de l'ensellement, les couches calloviennes se relèvent pour former, à l'Est - Sud-Est de Launac, une coupole surbaissée. La faille, qui sépare vers le Sud-Est, cet élément structural, du synclinal de la cote 197, se termine en patte d'oie, dans le flanc nord du nez plongeant de Mireval. Un accident ouest - nord-ouest -est - sud-est court de la côte 71 à la Bergerie de Launac.

A ce niveau, la bande axiale occupe presque toute la largeur du massif. La gouttière qui, en prolongement du synclinal de la cote 197, sépare la terminaison périanticlinale de Mireval, de l'axe de Mujolan, se résorbe en hauteur. A proximité de Gigean, se manifeste un petit synclinal qui se creuse légèrement, vers l'Est - Nord-Est, jusqu'à proximité de la cote 130. Au pied du versant sud de cette butte de Callovien fossilifère, court une fracture nord-est - sud-ouest. Dans l'angle, qu'elle forme par sa convergence avec la faille du Lac Mégé - Mas Rambault, surgit un coin fortement exhaussé. La partie nord-ouest de ce panneau constitue le point structural le plus élevé de la Gardiole. L'extrême base du Bathonien y affleure, sous forme d'une bande de marnes sèches, à peine discernables des assises calloviennes de la cote 130 et au contact desquelles, elles sont portées. Dans ce panneau, toute la série du Bathonien (épaisse de plusieurs centaines de mètres) et du Callovien plonge vers le Sud-Est. La surface du plateau, située entre les cotes 236 et 221, représente une gouttière synclinale perchée. Celle-ci est limitée, à l'Est et à l'Ouest, par les prolongements directs ou les relais des failles du Lac Mégé et de la cote 130. Le rapprochement de ces accidents, l'étroitesse de la zone axiale, en ce point, limitée à ce seul compartiment soulignent l'importance de l'ensellement transversal Issanka-Vic.

Plus au Sud, tandis que le rejet des fractures s'atténue, un bombement méridien s'individualise. La combe de Mas Rambault, creusée au cœur de cet anticlinal, laisse apparaître quelques centaines de mètres, à l'Est du Mas, une boutonnière de Bathonien supérieur. Celle-ci est cisaillée sur son bord oriental ; la manifestation de cet accident jalonne le prolongement de la faille du lac Mégé. L'ennoyage, vers le Sud, de cette voûte pratiquement continue et symétrique correspond à celui de la Masse jurassique tout entière solidaire.

La carte structurale met en évidence le caractère très « plat » des failles normales soustractives affectant cette bande axiale. L'étude des miroirs de faille suggère une translation différentielle vers l'Ouest, des panneaux les plus exhaussés.

Le flanc nord-ouest.

L'apparition de la carapace du Jurassique supérieur en bordure ouest du massif est très sporadique. Un coin de calcaires, assez fortement pentés, s'adosse contre la faille du Moulin du Traouc-Bergerie du Bousquet, limitant vers l'Ouest la zone callovienne. Il butte, également, contre l'accident transverse du rendez-vous de chasse de Mujolan. Malgré sa faible largeur, ce panneau intéresse l'ensemble du Jurassique supérieur, de l'Argovien supérieur aux formations coralligènes du Tithonique. Celles-ci sont fossilifères dans les berges du ruisseau de Lagarelle.

La retombée occidentale de l'axe de Mujolan est voilée, entre le rendez-vous de chasse et le Mas Bastide, par un placage de terrains lacustres discordants attribués au Lutétien. Elle n'apparaît que sur une faible superficie, au Nord-Ouest de cette dernière ferme. En ce point, la route de Vic à Cournon s'encaisse faiblement, en tranchée, dans les calcaires du Rauracien et du Séquanien. Vers le Sud, jusqu'à Gigean, le relèvement axial généralisé du massif ne permet pas, malgré certaines ondulations, la constitution de gouttières assez profondes, pour que les calcaires jurassiques supérieurs soient représentés en bordure du fossé de Montbazin.

Au nord du ruisseau de Barbière, les maisons bâties à la limite sud-est de l'agglomération de Gigean, sont assises sur une amorce de structure périsynclinale, dessinée par les dalles de la corniche rauracienne.

Les hauteurs qui dominent Issenka correspondent à un brusque développement de la couverture du flanc nord-ouest.

Les calcaires du Jurassique supérieur occupent, sur les versants du massif, de vastes étendues. Grâce à une succession de touches, enfoncées dans leur substratum callovien-oxfordien, ils s'étendent, une première fois jusqu'au cours du ruisseau de Barbière ; puis, sur la rive gauche du ravin qui coule au pied des ruines de la chapelle de Saint-Félix-du-Monceau, enfin au Signal 239. Ce petit sommet n'est distant que de 500 mètres environ de la côte 221, pointe occidentale de la dalle rauracienne du flanc sud-est. Cet étranglement de la zone axiale correspond, d'ailleurs, à un ensellement, entre sa zone culminante et le bombement du Mas Rambault. L'accident, qui court au pied de la côte 239, forme la limite occidentale de la bande axiale du Mas Rambault et rejette, vers le Sud-Ouest, la masse des calcaires jurassiques supérieurs. Une série de failles de faible rejet, à regards contrariés, craquelle, au contact Argovien, Rauracien, l'enveloppe périanticlinale du panneau de Mas Rambault et de l'ensemble du massif. Celle-ci s'ennoie, vers le Sud-Ouest, sous le Miocène transgressif et pseudo-concordant. Entre les

Plans et Frontignan, cette formation accuse au contraire, sa discordance, recouvrant obliquement le massif calcaire jusqu'à la bande axiale du Mas Rambault.

Coupe sommaire du sondage de Gardiole I.

Le sondage a été implanté à proximité de la crête militaire dominant le versant nord du Plateau tandis que sur le plan structural, il se situe nettement sur le flanc sud de la culmination principale.

Il a débuté dans les calcaires calloviens et a traversé une puissante série de Jurassique moyen pour pénétrer dans le Lias marneux à 1 400 mètres. A 1 695 mètres, sous cette formation marneuse, la sonde a pénétré dans les argiles versicolores, puis dans un complexe calcaréo-anhydrique développé jusqu'à 1 780 mètres, enfin dans des grès et arkoses (22 mètres), à éléments de schistes métamorphiques. Ces schistes traversés sur 200 mètres d'épaisseur sont attribuables à du Paléozoïque ancien ou même, d'après M. Thoral, à de l'Antecambrien.

CONCLUSIONS : STRUCTURE ET MISE EN PLACE DU DOMAINE SITUE AU SUD DU « PLI DE MONTPELLIER »

Particularités structurales du Massif de Gardiole.

Les divers faits géologiques évoqués au cours de ce chapitre concourrent à mettre en évidence le caractère singulier de ce petit massif : ce caractère se manifeste par :

a) Le style architectural superficiel où la douceur relative du plissement s'associe au développement des accidents cassants longitudinaux ou obliques, et à l'inclinaison anormalement faible des failles directes affectant la zone de crête et le flanc est ;

b) L'ancienneté relative du modelé structural au cœur duquel se trouvent encaissés des sédiments discordants d'âge éocène ;

c) La suppression, dans le tréfonds du pli, de la quasi-totalité du Lias inférieur et du Trias (sondage Gardiole I).

Essai d'interprétation tectonique et cinématique régionale.

Il est tentant de voir, dans une faille plate soustractive, analogue à celles observées en surface, la raison de ce dernier fait ; cette faille éventuelle passerait à l'interface des matériaux anciens et des assises liasiques. On peut, également, proposer à titre d'explication, la présence d'un accident paléogéographique ayant conditionné une condensation de la sédimentation et une notable variation de faciès

des dépôts triasiques et liasiques inférieurs. Pendant les périodes correspondantes ne se serait déposé là, qu'une faible épaisseur d'argiles anhydritiques ou gypsifères. Toutefois, l'absence de toute trace d'un tel accident dans les assises du Lias supérieur et du Jurassique moyen [1] caractérisés, au contraire, par une subsidence importante, conduit à restreindre l'effet des incidences paléogéographiques à la seule variation de faciès. Le lias inférieur et l'Infra-Lias, dolomitiques aux affleurements plus septentrionaux, doivent en effet (sondage Castelnau III), passer, en direction du Sud, à des dépôts de caractère évaporitique. Cette nature particulière des matériaux de base de la série secondaire n'a, sans doute, pas été étrangère au comportement tectonique de l'ensemble sédimentaire que ces couches supportaient.

Le fluage des assises argileuses gypsifères peut s'être manifesté au niveau des ruptures de pente du substratum ancien. Par ailleurs, la présence de telles irrégularités de la surface de base du Secondaire peut, comme des écueils, avoir freiné, localement, le glissement de la couverture sus-jacente. La différence de vitesse de glissement des couches rigides et des éléments mobiles de la couverture peut rendre compte à la fois :

a) De la déficience locale des matériaux plastiques de la base de la série mésozoïque, du rabottage basal et finalement de l'ancrage sur le substratum paléozoïque de la fraction postérieure des masses se déplaçant vers le Nord ;

b) Du développement des failles plates soustractives noté à l'affleurement.

Ces dernières ont permis un allongement « télescopique » de la couverture soumise à sa base et à son sommet à des contraintes opposées et divergentes.

En fin de compte, Gardiole et Pli de Montpellier, malgré leur style structural très différent, doivent probablement leur modelé au même phénomène cinématique : le glissement vers le Nord, d'un vaste panneau de couverture. La diversité des styles observés serait liée à la position des édifices dans la masse glissée. Le fossé de Montbazin - Gigean résulterait de phénomènes de distensions consécutifs à l'ancrage, à l'emplacement de la Gardiole, de la portion arrière des masses glissées. A la même époque, le complexe frontal du pli de Montpellier ne s'était point encore embouti dans les matériaux du comblement tertiaire du sillon de Saint-Paul et Valmalle.

(1) En bordure méridionale des Cévennes, le jeu des hauts-fonds liasiques s'est perpétué jusqu'à l'orée du Jurassique supérieur.

Si cette hypothèse devait être vérifiée, Gardiole, fossé de Montbazin et Pli de Montpellier, formeraient un même complexe tectonique analogue à ceux décrits en bordure des Cévennes. Leur mise en place s'est, sans doute, effectuée en trois grandes étapes : la première de ces étapes étant la fixation du « Pli de la Gardiole ».

La curieuse figure fournie par le Massif de la Clape, le fossé de Narbonne et la masse chevauchante des Corbières Orientales présente avec le dispositif qui vient d'être décrit une étroite ressemblance que précisent encore les essais d'analyse qui leur sont consacrés.

Le domaine situé au sud-est des chevauchements du Narbonnais.

LE MASSIF DE LA CLAPE

Les caractères géomorphologiques.

Isolé en bordure de la mer, par la dépression de l'Aude et celle de Narbonne-La Nouvelle, le Massif de la Clape correspond à un style de relief peu commun dans la région. Le modelé structural n'y est point voilé par le jeu des surfaces d'aplanissement, comme dans le cas de la plupart des plateaux calcaires voisins.

Dalles calcaires et formations marneuses se superposent. Cette alternance permet à l'érosion de souligner les formes structurales et de dégager des abrupts dénudés, dominant des talus ou des combes plus fertiles.

Telles sont les falaises de Figuère et du Poste de Douane qui dessinent un rempart semi-circulaire au Sud du massif. Les rochers du Coffre de Pech-Redon, point culminant de « la Clape », et celui de la cote 197, sont des buttes témoins laissées par l'érosion. A ces reliefs, fait face, au-delà d'un col central, la crête sinueuse qui domine (210 mètres) le Mas de l'Hospitalet. Plus à l'Est, se creuse le cirque des Karantes, ouvert sur la mer. La dépression boisée, qu'emprunte la route de Fleury - Saint-Pierre-sur-Mer, isole, vers le Nord, une lourde croupe calcaire qui atteint à peine 161 mètres au signal de Fleury.

Les matériaux.

Les assises qui composent la structure de la Clape, comportent une forte proportion de calcaires dont le rôle orographique vient d'être souligné. Le terme le plus ancien, correspondant aux « calcaires inférieurs », représente une puissante série de calcaires, à pâte relativement fine, de teinte grise ou café au lait et intercalés à leur base

avec quelques minces passées de calcaires plus marneux, et de marnes. Ceux-ci s'exfolient en surface, grâce à l'altération due aux agents atmosphériques. *Cette formation groupe l'ensemble du Portlandien et du Néocomien-Barrémien.*

— Reposant sur la surface durcie et corrodée de l'Aptien inférieur, une assise marneuse de 80 mètres d'épaisseur supporte la dalle de calcaire à Milioles (dite des « calcaires moyens ». Cette barre, résistante donne à l'ossature de la Clape, sa physionomie. L'ensemble des calcaires et des marnes, riches en fossiles variés, date de l'Aptien supérieur « Gargasien ».

— Le puissant complexe de marnes et calcaires gréseux de l'Aptien terminal, ne joue qu'un rôle secondaire dans la constitution du Massif de La Clape. Limité aux zones basses ou synclinales, il n'a, par suite de son manque de résistance à l'érosion, aucune individualité. Les flaques d'Albien du synclinal de Courtal-Naout-l'Oustalet et des Abattuts (Puech-Rouge), sur le flanc méridional, entre Narbonne-plage et Gruissan, n'occupent que des surfaces relativement restreintes. Pseudo-concordants dans les zones déprimées, ces grès glauconieux reposent, localement, sur les calcaires à Milioles, terme moyen de l'Aptien supérieur. Un tel affleurement est visible, au Sud-Est de Vires ; à proximité du virage en épingle à cheveux que décrit la route d'Armissan à Narbonne-plage. Il souligne l'existence d'une discordance, consécutive à une faible orogenèse du massif, et d'une nette transgressivité de l'Albien.

Les éléments structuraux.

Généralités.

Dans l'ensemble, La Clape se présente comme une succession de plis peu accusés et nettement arqués. Leur convexité est orientée vers le Nord-Ouest. Le cœur de ces anticlinaux surbaissés est formé de calcaires néocomiens-barrémiens. On peut ainsi distinguer du Sud-Est ou Nord-Ouest :

1° *Un grand arc anticlinal constituant la majeure partie du relief et subdivisé en plusieurs éléments structuraux secondaires :*

a) Le motif périanticlinal à plongement nord - nord-est, qui émerge de la plaine quaternaire au Sud-Ouest de Gruissan ;

b) La double digitation périanticlinale d'Enferreck qui s'ennoie vers le Nord-Est ;

c) L'anticlinal de l'Hospitalet qui s'allonge, depuis la route de Narbonne à Gruissan, jusqu'à Saint-Pierre-sur-Mer.

2° *Le synclinal de Fleury.*

3° *Le dispositif monoclinal de la cote* 161.

A ce schéma structural de style souple, se superpose un *réseau de fractures postérieures* à la mise en place des différentes unités tectoniques. La plupart de ces accidents, à regard est, découpe l'ensemble des matériaux en une série de panneaux dégradés vers le littoral, et se groupe en un faisceau orienté Nord-Nord-Est - Sud-Sud-Ouest. D'autres failles, dont le rejet paraît moins important et s'assortit de phénomènes d'étirement, semblent devoir leur orientation à la manifestation tardive d'une cinématique tangentielle, d'ordre superficiel. Ces cassures épousent les directions de plissement. Elles sont localisées au contact des formations calcaires et marneuses qui se développent dans, ou en bordure, de la partie occidentale du synclinal de Fleury. Elles paraissent accompagner une phase de compression, de resserrement du synclinal. Certaines d'entre elles se manifestent sur l'anticlinal de l'Hospitalet et sur la boutonnière anticlinale de Saint-Pierre-sur-Mer. Elles recoupent, à angle droit, le faisceau de failles varisques qui affectent l'ensemble du massif. L'origine de ces derniers accidents semble liée à une phase de distension ou de relaxation épianticlinale, corollaire du coffrage de cette structure.

L'âge relatif de ces deux systèmes de faille ne peut être que, localement, déduit d'une étude géométrique de leur intersection. Sur la route de Saint-Pierre aux Karantes, près de la grande boucle décrite par ce chemin, avant d'aborder le ruisseau de Saint-Pierre, on peut voir une fracture varisque dont le relais se prolonge à travers le synclinal de Fleury ; elle décroche une faille épianticlinale de direction Ouest-Nord-Ouest - Est-Sud-Est. Une deuxième cassure varisque s'est, par contre, bloquée contre le prolongement occidental de l'accident épianticlinal. L'âge syntectonique des accidents, dont l'orientation paraît liée à l'ordonnancement des plis, s'inscrit, d'ailleurs, dans la logique des faits. La chronologie générale de ces phénomènes diastrophiques est examinée au cours de l'exposé sur la paléogéographie et la cinématique architecturale.

La terminaison périanticlinale de Gruissan et celle d'Enferreck.

Ces deux éléments ne représentent, vraisemblablement, que des diverticules détachés du flanc sud-est de l'anticlinal de l'Hospitalet. Leur individualisation paraît due au jeu de failles varisques qui accidentent cet édifice. Ils s'ouvrent à l'Ouest, leur jonction avec l'axe de l'Hospitalet est voilée par les dépôts de la plaine quaternaire. Seul, le rocher de « calcaire moyen à Milioles », qui émerge des alluvions, à environ 3,500 km, à l'Ouest - Nord-Ouest de Guissan, peut représenter un témoin de flanc occidental. Dans ce cas, le rocher

qui supporte la ferme de Conilhac, sur les rives de l'étang de Campignol, jalonnerait un resserrement intense de la voûte de l'Hospitalet ; ce resserrement suggérerait même le début d'un déversement vers l'Ouest, de l'arc décrit par le pli. Il amorcerait une transition entre le style de La Clape et celui de l'écaille néocomienne de La Nouvelle.

L'anticlinal de l'Hospitalet.

Deux ensellements transversaux tronçonnent cette ride. Le plus occidental, le moins profond, étrangle les calcaires néocomiens entre Pech-Redon et l'Hospitalet. La culmination, ainsi délimitée au Nord-Ouest de l'ensellement, se termine périanticlinalement, vers le Nord-Est, entre le mas Ramade et Armissan. Son flanc ouest est fortement penté et légèrement étiré, en bordure de la plaine, contre les coteaux oligo-miocènes, entre Armissan et Ricardelle.

La culmination méridionale offre, à hauteur de Vires, une terminaison homologue de celle de Ramade, par rapport à l'ensellement de l'Hospitalet. Vers le Sud-Ouest, on ne peut observer de terminaison bien individualisée.

Entre Vires et Karantes, le deuxième ensellement est matérialisé par une gouttière de calcaires à Milioles (terme moyen de l'Aptien supérieur). Au-delà, vers l'Est, le Néocomien réapparaît en un anticlinal est-ouest, ouvert sur la mer, à Saint-Pierre. Il se peut toutefois, que le rocher, qui accidente la plage sablonneuse de cette petite station soit un élément de « calcaires moyens » en raison du grand nombre d'Orbitolines qu'il recèle. Dans ce cas, il faudrait attribuer, à la faille de Saint-Pierre, un rejet relativement important. Ce pli surbaissé montre une extrémité périclinale occidentale bien dessinée.

Le flanc sud-est de l'anticlinal de l'Hospitalet se développe en un vaste synclinal, cerné à l'Ouest, par l'arc semi-circulaire de l'anticlinal. La portion orientale est probablement effondrée sous la mer et l'étroite plaine littorale qui la borde. Les niveaux marnogréseux et calcaréogréseux de l'Aptien supérieur occupent, dans le cœur de cette aire déprimée, d'importantes surfaces. En bordure immédiate de la plaine littorale, les bancs de cet Aptien supérieur se relèvent en direction de l'Est, amorçant peut-être, le flanc oriental effondré. Vers l'Ouest - Sud-Ouest, deux diverticules, émanant de ce synclinal, séparent les trois culminations de l'axe anticlinal.

Le flanc nord de cet arc se creuse progressivement, d'Ouest en Est, pour permettre le développement du synclinal de Fleury.

Le synclinal de Fleury.

Il s'est établi, parmi les géologues, la fâcheuse habitude de désigner, sous ce vocable, la gouttière courbe qui enveloppe l'unité précédente et qu'il conviendrait plutôt d'appeler synclinal d'Armissan, si ce dernier village n'était bâti sur le recouvrement discordant oligocène et dans une zone de relèvement axial de ce synclinal. Le profil longitudinal de cette gouttière souligne, en effet, l'individualisation de deux grandes régions :

1° A l'Ouest, entre Armissan et la ferme de Castelnau (situé à proximité de la route de Fleury à Saint-Pierre-sur-Mer), le creusement du synclinal n'atteint qu'une faible valeur (50 mètres). Des lambeaux peu épais d'Aptien supérieur, localisés le long d'étroits replis, en fournissent l'ultime remplissage. Les « calcaires moyens » à Milioles constituent l'ossature de cet élément structural et développent leurs affleurements, orientés comme l'axe du synclinal, le long des replis anticlinaux. Il semble que cette complication architecturale et cette surélévation d'axe correspondent :

a) A l'individualisation d'une selle joignant les deux entités anticlinales entre lesquelles s'est creusé le synclinal ;

b) Et à la localisation du point de rapprochement maximum de ces anticlinaux (Nez plongeant de Marmorières, au Nord - terminaison périanticlinale de Ramade, au Sud) avec écrasement corrélatif de l'aire déprimée. Il semble que, tout à fait à l'Ouest, le développement des affleurements de l'Aptien supérieur indique un approfondissement de la gouttière, sous l'Oligocène d'Armissan.

2° A l'Est, entre Courtal-Naout et l'Oustalet, le synclinal s'approfondit brusquement et s'élargit, son axe est jalonné par deux cuvettes remplies d'Albien et localisées autour des deux fermes précitées. La valeur du creusement atteint, en ces points, le chiffre de 400 mètres (minimum de fermeture). L'individualisation de ces deux cuvettes est due au jeu d'une des nombreuses fractures, de direction varisque, qui affectent le massif. Cet accident détermine deux gradins au travers du pli synclinal. En bordure occidentale du paquet albien de Courtal-Naout, l'érosion a préservé, dans le vallon du Gasconnet une « lèche » de faluns à turitelles, témoins de l'emprunt, par la mer miocène, de ce chenal structural.

Le motif monoclinal de la cote 161.

La vaste et monotone croupe du signal de Fleury, dont le relief aride et imprécis domine le village du même nom, est constituée de calcaires néocomiens, affectés d'une disposition monoclinale, à pente sud. Dans cette direction, ils supportent la série des assises de l'Aptien moyen et supérieur de la lèvre nord du synclinal de Fleury.

La liaison de ces deux éléments structuraux se fait, par une flexure au niveau des marnes de base de l'Aptien supérieur. Leur étirement, entre les masses calcaires encaissantes, s'est localement traduit par la disparition de la petite dépression, matérialisant le contour de ces marnes dans la topographie. Ce phénomène est particulièrement développé aux abords de la ferme ruinée de Figarel, grâce au jeu de petits décrochements. Vers le Nord, la base des calcaires néocomiens forme avec l'extrême sommet du Jurassique une falaise d'une vingtaine de mètres dominant le cours inférieur de l'Aude. La tranche de ces assises, qui s'ouvrent, donc, au Nord, y est encroûtée de dépôts oligocènes et miocènes. Peu au Nord-Est de Fleury, une courte boutonnière périanticlinale plongeant vers l'Est, sous la carapace calcaire du Signal 161 laisse apparaître les mêmes assises du Jurassique terminal que celles dominant, plus au Nord, la basse plaine de l'Aude. Un vaste triangle, à peu près équilatère, et entièrement couvert d'alluvions récentes, s'enfonce au Sud de Fleury, à travers ce dispositif monoclinal, et avance l'un de ses sommets, jusqu'à Courtal-Naout tandis que la base opposée s'allonge entre Fleury et le hameau de Marmorières.

Cette dépression triangulaire, qui fait morphologiquement suite à la cuvette albienne de Courtal-Naout, est limitée, au Sud, par une falaise rocheuse et boisée, qui court à peu près rectiligne, d'Est en Ouest, entre cette dernière ferme et la Marmorières. Peu au Sud-Ouest de Tarailhan, la continuité de la falaise rocheuse est interrompue par un étroit ravin boisé dont le tracé angulaire s'oriente d'abord Sud-Ouest, puis Nord-Ouest. Cette combe, creusée dans le massif calcaire, isole un petit bastion, au pied duquel est bâti Marmorières. Les matériaux dont est fait ce bloc rocheux, sont constitués de calcaires à patine blanche, à pâte grise ou café au lait, de texture sublithographique et attribuables au Néocomien-Barrémien. Cet affleurement et le ravin marneux, qui l'enveloppe, sont situés en prolongement de la combe creusée dans les marnes de l'Aptien inférieur, au revers du motif monoclinal de Fleury.

Ils constituent l'amorce d'une terminaison périanticlinale enveloppant le massif monoclinal de Fleury, au-delà de la plaine alluviale triangulaire, déjà mentionnée. Ce dispositif et ces motifs périanticlinaux, ouverts sur la plaine tertiaire doivent, semble-t-il, être associés à la zone sur laquelle se développe l'anticlinal oligocène de Nissan-Lespignan, ainsi que l'affleurement liasique de la Galiberte (ce dernier a été évoqué au paragraphe traitant de l'unité frontale des Corbières). Tous ces éléments intègrent, ainsi, un vaste édifice dont la configuration tectonique apparaîtra avec plus de netteté à la fin de cette étude.

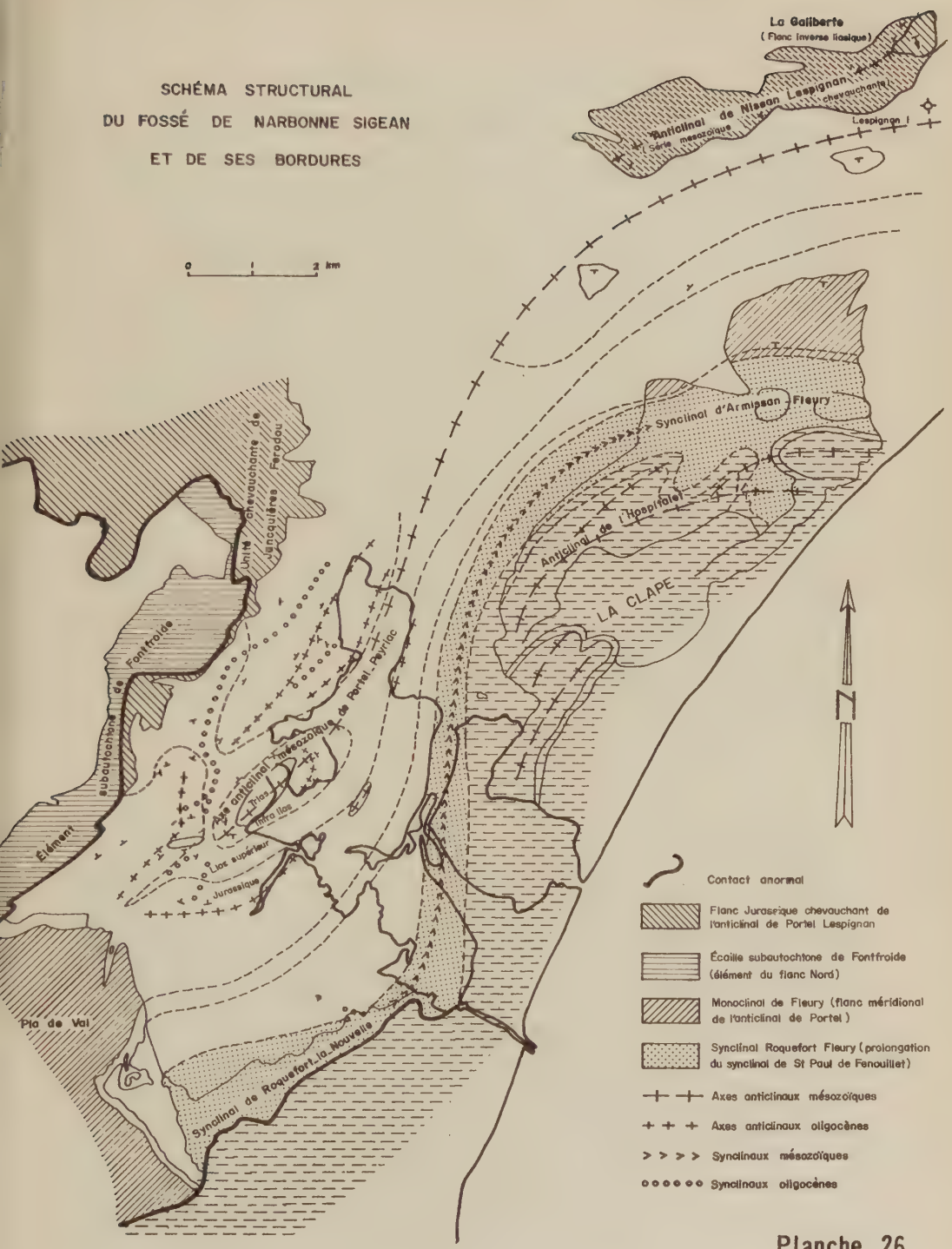


SCHÉMA STRUCTURAL
DU FOSSÉ DE NARBONNE SIGEAN
ET DE SES BORDURES
0 1 2 km
La Galiberte
(Flanc inverse liasique)
Anticlinal de Nissan Lespignan
Série mesozoïque
chevauchante
Lespignan I
Synclinal d'Armissan Fleury
Anticlinal de l'Hospitalet
LA CLAPE
Unité chevauchante de Jancquières Ferodou
Élément subautochtone de Fontfroide
Axe anticlinal mésozoïque de Portel-Peyriac
Trias
Infra lias
Lias supérieur
Jurassique
Pla de Val
Synclinal de Roquefort-la-Nouvelle
N
Contact anormal
Flanc Jurassique chevauchant de l'anticlinal de Portel Lespignan
Écaille subautochtone de Fontfroide (élément du flanc Nord)
Monoclinal de Fleury (flanc méridional de l'anticlinal de Portel)
Synclinal Roquefort Fleury (prolongation du synclinal de St Paul de Fenouillet)
Axes anticlinaux mésozoïques
Axes anticlinaux oligocènes
Synclinaux mésozoïques
Synclinaux oligocènes

Planche 26

LE FOSSE DE NARBONNE.

Généralités.

C'est une dépression allongée, en direction Nord-Nord-Est - Sud-Sud-Ouest, entre les hauteurs de la chaîne de Fontfroide et celle de La Clape. Partiellement occupée, dans sa partie méridionale, par une série d'étangs (Etangs de Bages, Sigean, Periac-de-Mer, Ayrole), cette basse plaine a, à des époques historiques, abrité un golfe marin, résidu de la transgression flandrienne. Au-delà de l'ancien port romain de Narbonne, s'étend vers Capestang un pays marécageux, temporairement submergé à l'occasion des crues de l'Aude. Le remplissage quaternaire de cette dépression se développe obliquement aux matériaux de comblement oligocènes, dont la sédimentation paraît avoir été réglée par un ordonnancement franchement Nord-Est - Sud-Ouest. Assez étendus, entre les rives occidentales des Etangs et la chaîne de Fontfroide, les dépôts oligocènes ne se montrent développés vers le Nord-Est, que sur les marges opposées de la gouttière quaternaire : en bordure de La Clape, entre Ricardelle et Salles et au-delà du cours de l'Aude. Leurs calcaires lacustres forment l'ossature des collines de Nissan. Les coteaux, qui encadrent les marais de Capestang, ont été découpés, par l'érosion quaternaire, dans de puissants atterrissements continentaux déposés en bordure d'un vaste golfe marin miocène. Celui-ci s'est développé entre l'île de La Clape, les Corbières et l'arc de Saint-Chinian. Ces dépôts débutent par des assises conglomératiques rubéfiées, reposant à l'Est sur l'Oligocène. Ce pays miocène se relie au Biterrois dont la physionomie structurale profonde a été déjà esquissée.

Les matériaux de comblement.

Il est difficile d'attribuer un chiffre à l'épaisseur du comblement tertiaire du fossé. Il semble que les très faibles valeurs gravimétriques, mises en évidence aux alentours de Coursan, puissent trouver une interprétation partielle dans un surcreusement chéléen d'une vallée fossile de l'Aude. La localisation de cette déficience de masse peut, toutefois, correspondre au creusement maximum de la gouttière oligocène, au détriment de son substratum mésozoïque. La puissance des dépôts oligocènes, affleurant sur les bordures du fossé est de l'ordre de cinq cents mètres (auxquels il convient d'ajouter les 360 mètres du sondage Lespignan I, mis en œuvre dans les marnes à gypses inférieures). Ceux-ci correspondent à l'accumulation, dans les zones centrales du fossé oligocène, de marnes versicolores et assises calcaréo-marneuses également à gypse, localement bitumeuses et salifères (Malvesi). Les régions plus marginales ont été le siège d'épandages de matériaux détritiques, en provenance des reliefs voisins : brèches, conglomérats, grès et argiles brunes et

rouges. Tandis que des influences lagunaires — Potamides — à tendance marines [1] caractérisent la base des formations développées au milieu de cette gouttière. L'origine lacustre des calcaires à débris végétaux et animaux, affleurant en bordure de La Clape, à Arnissan, est attestée par une abondante faune de Gastéropodes.

Configuration structurale de l'Oligocène, ses rapports avec le substratum du bassin.

Anticlinal de Lespignan.

Entre les cours de l'Aude et de l'Orb, s'allonge un petit massif calcaire, orienté à peu près Est-Ouest, de part et d'autre duquel sont situés les deux villages de Nissan et de Lespignan. Les dalles, qui constituent cette arête, culminent au Télégraphe de Nissan (102 mètres). Sur l'Ubach, depuis le canal des Anglais, jusqu'à Nissan, se développe un complexe argilo-conglomératique, de teinte brique, qui repose en discordance sur l'Oligocène et représente la base du Miocène local. D'une façon générale, ce versant nord, étant structural, présente une pente assez douce. Sur la face sud, l'évidement de marnes à gypse, subordonnées aux calcaires qui forment la crête, a modelé un talus relativement raide qui domine la plaine alluviale de l'Aude. Vers l'Est, ce petit relief se fond dans la masse confuse des collines miocènes de la rive droite de l'Orb.

Ce relief oligocène de Nissan-Lespignan correspond, en réalité, au flanc nord d'un anticlinal dont l'axe court parallèlement à la direction de l'affleurement. Vers l'Ouest, en bordure du Canal des Anglais, l'inflexion des calcaires lacustres et des marnes à gypses, enveloppées par les cailloutis miocènes, ébauche une fermeture périanticlinale. Vers l'Est, ces mêmes calcaires, avant de disparaître sous le recouvrement néogène, moulent l'extrémité occidentale du vieux relief liasique de la Galiberte. Le village de Lespignan est localisé dans un couloir de molasse miocène, d'allure vaguement synclinale et dont les relations, avec les masses oligocènes encaissantes, sont quelque peu difficiles à préciser. Vers le Sud, ce Miocène s'appuie contre le coteau oligocène de Puechblanc qu'il paraît avoir recouvert en discordance. L'exhumation de ce petit relief, dont la cote la plus élevée ne dépasse pas 65, paraît être due à un léger exhaussement posthume. Celui-ci s'est trouvé amplifié par un tassement, sur ses bords, des matériaux meubles qui formaient couverture ; ainsi en attestent les inclinaisons anticlinales du Miocène enveloppant. Il est, cependant, difficile de dire si la mer miocène avait, au

(1) MM. Deflandre et Gageonnet ont été assez heureux pour trouver dans les marnes papyracées exploitées à Malvesi un Ebriedien fossile dont la valeur écologique permettrait de confirmer cette proposition. (C.R. soc. Géol. Fr. 1950, p. 203-205.)

début de sa transgression, respecté un élément morphologique, dû à une simple érosion épianticlinale, ou si le couloir de Lespignan devrait une part de son modelé à une tectonique verticale, ayant effondré l'axe de cette voûte surbaissée. Au pied de l'arête oligocène du flanc nord, ce même miocène s'accole à un talus par un contact anormal de faible rejet. S'agit-il de la fossilisation partielle d'un relief de faille, ayant, postérieurement, manifesté une faible activité ou du jeu différentiel des sédiments de remplissage, au pied d'une falaise d'érosion ? Les résultats du sondage Lespignan I, déjà brièvement exposés, montrent que cette disposition anticlinale de l'Oligocène de Nissan, doit en réalité, correspondre au moulage d'une côte calcaire infraliasique dont une portion émerge à la Galiberte. La fracturation oligo-miocène des matériaux mésozoïques, a exhaussé les masses précédemment dégagées par l'érosion, c'est à ce phénomène que l'on doit le modelage de la couverture discordante.

Le flanc sud de l'anticlinal de Lespignan se manifeste sur la rive droite de l'Aude, à faible distance à l'Est de Coursan, dans la petite butte qui domine le château de Puech. Ce petit témoin oligocène, qui domine la plaine quaternaire environnante de plus de soixante mètres, montre des bancs nettement pentés vers le Sud - Sud-Ouest.

Le développement de ce flanc sud est, d'ailleurs, de très faible ampleur, car deux kilomètres, plus à l'Est, entre Salles-d'Aude et Fleury, les pendages s'infléchissent et s'incurvent, pour venir s'appuyer contre le massif crétacé de La Clape, après avoir décrit un court synclinal. C'est donc un relief monoclinal que constituent les collines oligocènes s'allongeant, tout au long du flanc ouest - nord-ouest de La Clape, entre Fleury et Ricardelle.

Les affleurements oligocènes de l'Ouest et du Sud du fossé.

I. - *Caractères morphologiques.*

Bien plus complexes et, morphologiquement, moins bien caractérisées, sont les assises oligocènes, qui constituent l'essentiel des roches affleurant entre les rives de l'Etang de Sigean et les Corbières (chaîne de Fontfroide - Plateau du Plat del Val). Sur ses bordures orientales, le fossé oligocène s'est étendu sur un relief montueux mais dont la topographie gardait un style assez primitif. Au contraire, les contours du contact de cette formation avec le mésozoïque de son rivage occidental, suggèrent un modelé beaucoup plus vif du paysage sculpté dans ce mésozoïque avant d'être ainsi fossilisé. Depuis le relief jurassique supérieur de Montlaurès, enterré sous le complexe sulfogypsifère de Malvesi, les dépôts oligocènes s'insinuent, profondément, à l'intérieur de « Calanques » creusées dans la masse jurassique affleurant immédiatement à l'Ouest de Narbonne. Les

principales vallées ainsi fossilisées sont du Nord-Ouest vers le Sud-Est :

a) Celle de Montredon, qui prenait naissance dans le Lias du massif ;

b) Celle de Malvesi, dont l'origine se situait au pied du Télégraphe de Montredon et qui ne correspondait, peut-être, qu'à l'affouillement d'un affluent de la précédente ;

c) Le golfe de la route de Toulouse ;

d) Celui dans lequel s'est développé le ruisseau de Tines.

En bordure sud-est de la chaîne de Fontfroide, le complexe Jurassique-Lias-Trias s'ennoie sous un talus de dépôts de piedmont correspondant à l'accumulation d'argiles rousses et de conglomérats provenant du relief voisin. Le contact Oligocène-Mésozoïque, s'ordonne, à l'affleurement, de façon à peu près rectiligne, en direction Nord-Est - Sud-Ouest, jusqu'à l'entrée des gorges de la Berre. Il forme, ainsi, entre le massif du Plat de Couloubret (localement accidenté sur son flanc sud) et l'éperon Plat del Val-Portel, une profonde indentation en coin. L'évidement de ces matériaux meubles, permet un élargissement progressif de la vallée de la Berre, avant le débouché de ce cours d'eau dans sa basse plaine quaternaire. Aux environs de Portel, un pli anticlinal, à cœur liasique, émerge à peine de la masse oligocène, il dessine, vers le Nord-Est, l'éperon dont il vient d'être question. Des placages détritiques séparent, encore, la couronne jurassique de Portel, de la haute croupe néocomienne du Pla del Val, à l'intérieur de laquelle ils poussent une étroite langue, témoin d'un ancien ravin de « Viala ». Courant au pied du plateau néocomien, la bordure oligocène décrit, aussi, une nette inflexion dans la vallée du Rieu qu'elle remonte quelques kilomètres. Elle vient, finalement, se fermer en s'appuyant sur la gouttière albienne de la Nouvelle.

Aucun trait morphologique ne se dégage de la zone de basses collines de calcaires et marnes à gypses, bordant les étangs, si ce n'est la sinuosité même de la côte occidentale de l'Etang de Sigean. Les multiples golfes ou baies, que dessine ce rivage, sont dénommés (du Nord au Sud), Etang de Saint-Paul, Etang de Periac-de-Mer, Etang de l'Aute. Ces deux derniers marais étant séparés par le delta de la Berre, enfin le golfe des Salines-de-Sigean, exutoire probable d'une Berre ancienne. Malgré l'inclinaison générale des couches oligocènes vers le Nord-Ouest (chaîne de Fontfroide), les indentations de cette côte ne sont pas étrangères aux inflexions structurales imprimées à ces matériaux. Telle est, semble-t-il, la localisation épianticlinale et le dessin du cap de Viguier, immédiatement au Nord de Periac-de-Mer.

II. - *Les éléments structuraux de l'axe anticlinal de Portel - Périac-de-Mer.*

Un certain nombre d'accidents sans caractère, tels que le nez plongeant de Ferrier (cote 80 EM), se développent au pied de la chaîne de Fontfroide, dans la partie sud-ouest du fossé de Narbonne, tout autre est l'importance de l'axe anticlinal prolongeant l'éperon de Portel [1] vers le Nord-Est jusqu'au cap du Viguier. Malgré un ordonnancement troublé par les ondulations de son flanc sud, ce grand pli conserve une forte individualité. Son axe se développe sur plus de six kilomètres et est jalonné de nombreux pointements mésozoïques. L'étude de cette architecture présente une importance capitale pour l'interprétation tectonique et cinématique du bassin.

Au Sud du Mas Jalabert, entre Portel et la route nationale 9, la route nationale 611 traverse une série monoclinale de Lias supérieur à *H. bifrons*, qui s'enfonce, au Nord, sous une crête jurassique, dolomitique, émergeant à peine de son manteau oligocène. Le moulage de cette cuesta enterrée et du motif morphologique symétrique, situé plus au Sud, confère une disposition synclinale au recouvrement de l'ancienne combe liasique par le complexe des marno-calcaires à gypse de Portel.

La voûte de ce pli oligocène est observable aux abords du grand virage que décrit la route nationale 9, à hauteur du Mas Vidal. Le long de la rive nord de l'Etang de Periac, tout un semis de pointements de marnes à gypse du Keuper émergent au sein de cet élément structural. Ces marnes, entrelardées d'Ophites, sont accompagnées, à l'entrée ouest de Peyriac, sur les bords orientaux et occidentaux de la saline ainsi que sur la paroi méridionale de la cuvette de Doul, d'éléments de couverture de l'Infralias et du Lias inférieur. La complexité de la voûte qui les enveloppe, est certainement due, pour une part, au moulage des résidus de la couverture liasique, mais aussi au jeu propre des marnes à gypse.

A l'aide de quelques faits, observables sur l'axe même du pli, on peut tenter d'interpréter les détails anatomiques de cette partie méridionale du bassin ainsi que son jeu paléostructural.

Il semble que cet anticlinal oligocène ait son origine dans le moulage d'une paléostructure mésozoïque dont la zone sommitale était localisée au voisinage de Peyriac. Au cœur de ce pli affleurait largement le Keuper. Autour de la dépression épianticlinale modelée dans ces assises se disposait l'enceinte calcaro-dolomitique du Lias inférieur, le moulage de cette côte annulaire a dû provoquer, dans

(1) L'analyse de cet élément structural a été donné par L. Barrabé, 1939 a/.

l'Oligocène, la localisation du nez plongeant du cap de Viguier, de l'anticlinal de Peyriac et de la terminaison périanticlinale du Mas Vidal, sur la nationale 9. A la combe du Lias supérieur doivent se superposer le synclinal de la route nationale 611 a, et celui qui depuis le Sud de la plâtrière de Portel, s'allonge vers le Salin-du-Lac. Le synclinal circulaire, il est vrai mal caractérisé, qui enveloppe l'anticlinal de Ferrier, pourrait avoir une origine semblable. Cette dernière petite voûte correspondrait, alors, au moulage d'une butte témoin jurassique, comme cela se produit au-dessus de la cuesta du Mas Jalabert. Une telle topographie serait, également, susceptible d'avoir provoqué la formation du pli de Bages-les-Pesquis.

L'extrémité méridionale du fossé oligocène de Narbonne paraît, donc, comme l'est sa partie nord-est, superposé à une vaste structure anticlinale profondément érodée. Les éléments morphologiques, issus de cette architecture mésozoïque, seraient faiblement dessinés dans la couverture, par moulage dû au tassement différentiel ou à de faibles mouvements verticaux posthumes.

Le flanc sud-est de cette structure est, semble-t-il, d'ordonnance assez simple. La cuesta, qui limite sa carapace jurassico-aptienne, doit se développer à travers le bassin, depuis les hauteurs du Pla del Val, en direction de « Le lac » et de l'île de Planasse. Vers l'aval, cette masse calcaire constitue, vraisemblablement, un vaste plan monoclinal s'abaissant jusqu'à la gouttière albienne, Sud-Ouest - Nord-Est ; celle-ci oblitérée par une écaille néocomienne, vient disparaître entre la Nouvelle et Sigean sous les rives de l'étang.

L'architecture du flanc nord-ouest de l'anticlinal mésozoïque est plus difficile à déduire de l'ordonnancement des affleurements oligocènes. Il serait jalonné par la côte jurassique affleurant de Portel au Mas Jalabert et les reliefs enterrés plus hypothétiques de Ferrier et de Bages. Un ensellement, empli de matériaux détritiques de l'Oligocène terminal, longe le pied de la chaîne de Fontfroide, entre Prat-de-Cest et Narbonne. Cet ensellement, dont l'origine structurale profonde demeure pour l'instant imprécise, sépare les éléments géomorphologiques précités des débris de la série jurassique chevauchante de Joncquières-Ferrodou.

CONCLUSIONS : RELATIONS DU FOSSE DE NARBONNE ET DU MASSIF DE LA CLAPE AVEC LES CHEVAUCHEMENTS DU NARBONNAIS

Les quelques faits, révélés par l'étude tant du Tertiaire que de son substratum jurassique conduisent à penser que le siège de ces dépôts tertiaires et quaternaires, correspond à une ancienne dépression épianticlinale dont le développement est légèrement oblique à

l'ordonnance architecturale qu'elle a fossilisé. En effet, vers le sud-ouest, les contours du fossé actuel localisent l'extension des dépôts oligocènes au flanc méridional et pratiquement à l'axe du pli subordonné. Au contraire, vers l'Est et le Nord-Est, la sédimentation oligocène et oligo-miocène a eu une répartition géographique plus vaste et s'est manifestée au-delà de l'ancienne culmination mésozoïque. Elle a débordé la zone chevauchante jusqu'au synclinal crétacé supérieur mis en évidence par les sondages de Béziers. Le développement de la sédimentation néogène, vers le Nord-Est et l'Est, est, d'ailleurs probablement, lié à un enfoncement des matériaux mésozoïques dans tout le district qui correspond aux basses plaines de l'Hérault et de l'Orb. On peut, ainsi, penser que les eaux du Tertiaire supérieur ont inondé cette région subsidente et que, dans le secteur oriental, les lignes de rivage et les caractères de la sédimentation n'ont pratiquement pas été influencés par l'architecture du substratum immergé. L'envahissement de l'étroit domaine méridional et occidental paraît, par contre, avoir été régi par le fluage (pré-oligocène), en direction des Corbières, des assises jadis rassemblées sur l'axe anticlinal. Ce fluage aurait provoqué l'évidement et la submersion de la gouttière épianticlinale, dans une zone d'exhaussement régional. La destruction des reliefs, due à cette cinématique, s'est traduite, à la fin de l'Oligocène, par des phénomènes d'apports torrentiels dont l'épandage s'est étendu sur les marges du bassin jusqu'à Nissan.

CHAPITRE V

CONCLUSIONS RELATIVES A L'ENSEMBLE DU COMPLEXE MÉRIDIONAL CHEVAUCHANT

SOMMAIRE

Le style architectural.

Interprétation cinématique.

Les divers aspects de l'évolution tectonique et de la géométrie structurale de ce domaine peuvent être ramenés à quelques grands traits communs suggérant une même hypothèse tectogénétique.

Le style architectural.

— Celui-ci est caractérisé par la manifestation de phénomènes de chevauchement correspondant à l'écaillage et à la translation, vers le Nord - Nord-Ouest, de matériaux mésozoïques disposés en série normale sur des couches plus récentes

— Ces dispositions sont observables le long d'une frange plus ou moins large bordant au Nord le domaine précité. Là, ces séries secondaires affrontent et recouvrent partiellement des matériaux déposés dans des gouttières subsidentes du Crétacé supérieur ou du Tertiaire.

A proximité de cette discontinuité structurale, les assises du complexe chevauchant, comme celles de l'ensemble chevauché, se montrent vigoureusement déformées. En s'éloignant de cette zone, de part et d'autre, dans les deux domaines, le modelé structural s'adoucit progressivement. Cette architecture mineure est attribuable au freinage, imposé par les masses inertes des bassins, au glissement des éléments de couverture plus méridionaux formant le pays chevauchant.

La localisation des phénomènes de chevauchement parait liée :

a) Au biseautage, vers le Nord, réalisé par la surface d'érosion éo et méso-crétacée, aux dépens de l'armature calcaire du pays jurassique.

b) A la coïncidence du développement, en cette zone, d'une série de flexures formant la limite méridionale des bassins.

A l'arrière des franges chevauchantes s'individualisent des figures de distension matérialisées par d'étroits fossés correspondant au premier stade des pinçées de L. Glangeaud. Des boutonnières d'érosion ouvertes jusqu'au substratum paléozoïque (Treilles-Feuilla) permettent l'observation d'importantes brèches de friction à l'interface du Primaire et du Secondaire, ainsi que des figures de rabotage basal *suggérant une reptation généralisée de la couverture secondaire.*

— Le glissement de ces masses secondaires a été rendu possible par :

a) La présence, à la base de la série sédimentaire, de l'assise saline et argilo-gypsifère du Trias bien développée en ce domaine ;

b) L'absence d'appui aval de ces masses au niveau de la zone d'érosion et de flexure précitée.

— Ce phénomène est consécutif à un important basculement régional datant de l'Eocène moyen et lié à l'enfoncement du bâti Montagne Noire - Mouthoumet.

Interprétation cinématique.

On est, ainsi, amené à concevoir l'individualisation, à cette même époque, d'une zone à tendance positive se présentant sous forme d'un vaste pli de fond au Sud des Corbières actuelles.

Il n'est pas interdit de penser que cette zone ascendante du tréfonds hercynien corresponde aux massifs nord-pyrénéens. Dans les Pyrénées orientales, c'est, de part et d'autre de ces massifs

dénudés de toute couverture mésozoïque, que se manifeste l'inversion du sens des déversements.

Ce phénomène ne doit-il, d'ailleurs, pas être étendu à une grande partie de la chaîne ? Les grands déversements pyrénéens engageant les matériaux paléozoïques ne s'ordonnent-ils pas en direction du Sud (Gavarnie - Eaux-Chaudes - Mendibelza) sans égard pour les culminations de la chaîne axiale ? On peut, ainsi, se demander si la dorsale pyrénéenne actuelle ne correspond pas à une manifestation orogénique récente, voire subactuelle, sœur de l'orogenèse cévenole et sans rapport avec l'intumescence responsable de la tectogenèse majeure. Cette zone instable génératrice des plissements, serait, aujourd'hui, en voie d'effondrement rappelant, par son comportement, les « Narben zonen » des auteurs germaniques.

QUATRIEME PARTIE

Conclusions générales.

LES GRANDS TRAITS STRUCTURAUX DU LANGUEDOC

L'ossature de la région définie plus haut, est constituée par les massifs paléozoïques des Cévennes méridionales, de la Montagne Noire et du Mouthoumet. Ces divers massifs se montrent enveloppés par une couverture de terrains sédimentaires d'âge secondaire ou tertiaire dont la constitution et l'architecture sont liées à l'Histoire des oscillations verticales de ces voussoirs.

Socle et couverture paraissent séparés par deux surfaces de discontinuité de nature totalement différente mais très proche l'une de l'autre et pratiquement parallèles. L'une de ces surfaces est constituée par la discordance qui sépare la base locale du Trias de son substratum hercynien. L'allure plane quasi idéale de cette « pénéplaine antétriasique » n'a été que très faiblement déformée par la suite, le socle n'ayant pas été engagé (si l'on excepte le Sud-Est des Corbières) dans des mouvements tangentiels.

La seconde zone de discontinuité s'établit, au sommet du Trias moyen, dans la masse plastique du Keuper, et semble responsable de disharmonies locales importantes, entre la couverture jurassique plissée et le Trias moyen sous-jacent à peine gauchi.

De disposition tabulaire dans les Causses, cette couverture se montre affectée, ailleurs d'ondulations est-ouest, dont l'architecture relativement simple, dans les plis situés au Nord, se montre très complexe dans les zones plus méridionales. Ces anticlinaux paraissent localisés au niveau d'accidents est-ouest ou sud - sud-ouest - nord -nord-est, d'âge pyrénéen et qui affectent socle et couverture.

Cet édifice, en bordure est des môles paléozoïques, se montre émietté par un chevelu de failles sud-ouest - nord-est et disposé en éventail depuis la région d'Alès, jusqu'aux bords de la Méditerranée. Ces cassures ont déterminé la formation d'étroits bassins oligocènes ou néogènes. Ceux-ci se sont développés aux dépens d'une architecture à laquelle les sollicitations tangentielles de la pesanteur imposaient de profondes modifications.

LES ZONES DE RÉPARTITION DES ÉLÉMENTS MÉSOZOIQUES DE LA COUVERTURE

L'étroite localisation du Crétacé supérieur aux deux extrémités de la région étudiée et celle, beaucoup plus caractérisée, des bassins tertiaires contrastent, à première vue, avec la vaste répartition et la monotonie des assises jurassiques et néocomiennes, la disposition d'ensemble des séries anté-aptiennes est, toutefois, celle d'un bord d'un bassin sédimentaire. Dans sa portion orientale, ce bord présente une succession continue d'assises généralement argilo-calcaires finement détritiques. Vers l'Ouest, en direction des môles hercyniens, s'étalent des plages de terrains plus calcaires dont la succession se montre incomplète, par suppression progressive des terrains qui se trouvent localisés de part et d'autre des surfaces matérialisant l'extension maximale de lacunes.

RESUME DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE RÉGIONALE

Les temps prépyrénéens.

Dès le début de l'histoire des mers et des continents secondaires, apparaissent les traits structuraux essentiels de la région. Ils se préciseront au fur et à mesure du déroulement des âges.

Au début du Trias, cette contrée se présentait comme un pays fortement pénéplané, où subsistaient quelques reliefs (bord cévenol) peu importants avec des zones d'épandage alentour.

Au Trias supérieur (Lettenkohle et Keuper) on assiste, par suite d'un vaste mouvement isostasique, à une transgression ménagée sur les bords du continent. Les rivages ont atteint les Corbières, pris en écharpe la terminaison est de la Montagne Noire, le bord méridional et oriental des Cévennes. Cette transgression s'est développée, semble-t-il, à partir du golfe provençal et vraisemblablement aussi du détroit lyonnais. Un chenal s'est ébauché sur l'emplacement actuel des Causses. Il n'a été complètement immergé qu'au Keuper supérieur ou au Rhétien. A cette époque, d'ailleurs, Corbières et Cévennes étaient presque entièrement recouvertes. D'importants apports continentaux se mêlaient aux eaux peu profondes et sursaturées en sel

de la mer. C'est du moins ce que paraît traduire, dans ces formations, la présence de grès et conglomérats *dolomitiques, de marnes argileuses et gypsifères.*

A *l'Hettangien,* la mer, plus largement étalée, recouvrait de dépôts homogènes l'ensemble de la région étudiée. Les conditions de température devaient rester très élevées sur ce plateau continental. En effet, à l'exception d'une mince couche de marnes à Ammonites à la base de l'étage, la masse de l'Hettangien ne comporte guère que des dolomies, de l'anhydrite et des calcaires coralliens ou simplement organogènes.

La base du Sinémurien correspond à une tentative d'émersion des vieux blocs continentaux. Les dépôts correspondants paraissent faire défaut, en marge des Maures, jusqu'à proximité d'Aix. En Languedoc, à côté de l'île du Lozère et de celle de l'Espinouse, apparaît celle de Gornies. Sur le plateau continental, à l'intérieur de cet archipel, se forme une espèce de lagune où croissent des Arocariées. Dans le chenal limité, entre le cours de la Vis et le Lozère, quelques bancs de sable sont rapidement cimentés par des eaux sursaturées en calcaire. Dans la basse vallée de l'Hérault (sondages de Castelnau), une dizaine de mètres de calcaires gréseux représente, peut-être, un timide indice de la présence de terres émergées plus au Sud.

A partir du Lotharingien, la mer regagne, progressivement, une partie du terrain perdu, mais jusqu'à l'Aalénien, l'Espinouse et l'île de Gornies restent exondés. L'émersion de cette parcelle de terre s'était faite grâce à un mouvement cassant du socle. Cette faille a provoqué, par le jeu relatif de ses lèvres, la surrection d'un coin de socle, en une sorte d'arête moulée par la couverture triasique et infraliasique. Ces assises décrivent, ainsi, une voûte anticlinale dissymétrique, le flanc sud-est, plongeait plus rapidement sous les eaux de la mer ouverte. Cet accident, dont le rejeu a engendré une tectonique embryonnaire locale durant le Lias moyen et supérieur, est la première ébauche de la faille des Cévennes.

Vers Durfort - Mialet, le profil du fond sous-marin devait être plus doux : un large plateau continental ceinturait, semble-t-il, le Sud du massif du Lozère alors couvert de forêts de Gingkos.

La limite Pliensbachin - Domérien correspond, d'ailleurs, à une période d'instabilité généralisée, au Sud et au Sud-Ouest des Cévennes, avec lacune fréquente de la zone à *D. davoei,* Hardground (bois de Valz) et brèches, notamment dans la région qui devait se situer à hauteur de Béziers.

Grâce à un mouvement de surélévation accompagné de déformations et de fractures locales, le massif du Lozère reprenait dans sa portion orientale un certain relief. Ce pays, à la topographie rajeunie, dominait un plateau continental à peine submergé. L'érosion, reprenant son travail de démantèlement, décapait les sommets de élé-

ments de la couverture fraîchement déposés et affouillait, semble-t-il, parfois jusqu'à la base du Trias.

Au large, vers l'Est, un mouvement symétrique, mais de sens inverse, provoquait l'enfoncement du fond sous-marin, permettant l'accumulation, sur de grosses épaisseurs, de vases argilo-siliceuses très fines, mais de nature terrigène.

Entre ces deux domaines, le plateau continental, immergé durant le Lias moyen, a, peut-être, émergé durant de courtes périodes, au Lias supérieur. Cette zone a, en tout cas, été le siège, à maintes reprises, de courants violents qui ont interdit toute sédimentation, corrodé, et même parfois totalement érodé, les sédiments peu épais qui avaient pu se déposer précédemment. L'empilement des tests d'Ammonites, la présence de nombreux grains de quartz, l'importance du ciment ferrugineux, qui constitue l'essentiel des divers horizons du Lias supérieur, témoignent des conditions extrêmement Néritiques qui ont présidé à leur dépôt.

La limite entre la haute mer et le plateau continental n'était toutefois pas rectiligne mais épousait des contours, semble-t-il assez complexes, imposés par une architecture cassante de direction nord-est - sud-ouest.

En Provence, aux mêmes époques, un large glacis de dépôts calcaréosiliceux auréole une région où l'on ne retrouve point trace du Lias moyen et supérieur, et qui a dû être, au moins en partie, émergée.

L'Aalénien marque, avec plus ou moins de précocité, selon les points, l'instauration d'un régime nouveau. Tandis que les fonds de mer se rapprochaient de la surface des eaux, par un mouvement d'exhaussement généralisé, vidant une part de leur contenu, celles-ci transgressaient sur les régions précédemment émergées et recouvraient même presque totalement le Lozère. Les calcaires et marnes gréseux (déposés dans les Corbières dès la base de l'Aalénien) témoignent, par leur caractère détritique et fortement rubéfié, de leur condition néritique et sublittorale, cependant qu'en plusieurs points, la fin de cette période est marquée par des dépôts de marnes ou calcaires à Entroques et des lentilles dolomitiques.

Au Bajocien, des conditions homogènes de milieu paraissent avoir persisté. Les dépôts correspondants sont de nature calcaire ou calcaréo-siliceuse, parfois finement gréseux, abondamment chargés en Entroques, débris de radioles ou spicules. Dans les Corbières, l'abondance des Nérinées contribuait, par l'accumulation de leur test, à la formation d'un calcaire subrécifal. La région de Mialet et des petits Causses ainsi que, de façon tout à fait éphémère, les environs du Pic Saint-Loup devaient jouir de conditions analogues à

celles qui régnaient dans la région voisine de Saint-Ambroix, Alès durant le Lias supérieur. En Provence, l'approche du massif des Maures est marquée par une auréole de dépôts lacunaires avec hard-ground et la présence d'oolithes et de calcaires organogènes. Ces niveaux, largement transgressifs par rapport au Lias supérieur, reposent souvent sur le Lias moyen et même l'Hettangien sans toutefois présenter de discordance comme à Gorniès.

Au Bathonien inférieur, des conditions analogues à celles du Sinémurien inférieur, se produisent dans le Golfe des Causses, le plissement définitif, en cordillère anticlinale, du seuil Cévennes - Montagne Noire (Gorniès) a séparé, de la pleine mer, une lagune où se formaient des dépôts de charbon aux dépens de débris végétaux entraînés depuis les forêts environnantes de Conifères et Cycalades ou d'Equisetacées qui croissaient sur ses rives. Ces couches charbonneuses sont encaissées dans des horizons de schiste bitumineux qui traduisent, pour chaque épisode, le passage à un régime plus franchement marin.

De l'autre côté de l'arête du Lozère dans la vallée du Rhône, depuis l'Ardèche jusqu'aux environs de Marseille et au Sud, jusqu'à la Gardiole, régnait par contre une sédimentation marneuse épaisse.

Au Bathonien moyen et supérieur, par suite d'un mouvement de bascule du massif du Lozère et de l'ennoyage du seuil de Gorniès, les eaux marines envahissaient le chenal des Causses et y déposaient de puissantes dolomies, tandis que, sur le versant rhodanien, se produisait vraisemblablement une courte régression. Au-dessus des calcaires gréseux et conglomératiques du Bathonien inférieur, il y a, en effet, une lacune générale du Bathonien moyen. Ce phénomène est, peut-être, simplement dû à une absence de dépôts. Le Bathonien tout à fait supérieur, légèrement discordant, amorce dans cette région la transgression callovienne qui a noyé profondément et rapidement (il n'a a aucune trace de rivages) le versant oriental des Cévennes. Cette frange littorale du Bathonien moyen et supérieur ne s'étendait guère loin vers l'Est car déjà, à hauteur du Fons-sur-Lussan (sondage Lussan I) la continuité de sédimentation ne paraît troublée d'aucun incident.

Vers le Sud-Ouest, un large plateau prolongeait, sous une faible épaisseur d'eau, la masse continentale du Massif Central. Sur les marges du bâti insulaire constitué par les massifs de la Montagne Noire et du Mouthoumet, le Jurassique moyen n'est, sur de vastes surfaces, matérialisé par aucun dépôt. Il ne s'agit peut-être que des manifestations d'un môle sous-marin. Dans certains secteurs privilégiés de ce domaine se sont conservés des couches de calcaires coralligènes oolithiques souvent dolomitisés. Se seuil se prolongeait, peut être, jusqu'aux Maures et donnait la première mais éphémère ébauche

de l'axe pyrénéo-provençal ; celui-ci jouera à la fin des temps secondaires et durant le Tertiaire un rôle important.

Le Callovien marque sur le versant rhodanien l'instauration d'une épaisse sédimentation marneuse, l'Est des grands Causses, au Nord du Larzac, était en communication avec la mer alpine par le détroit Mende - Les Vans. Il s'y déposait quelques mètres de marno-calcaires siliceux en plaquettes, succédant, par une transition relativement ménagée, aux dolomies bathoniennes.

Vers le Sud, le relèvement de la partie méridionale du massif du Lozère et du haut-fond de Gorniès n'a permis à leurs abords qu'une sédimentation très littorale : dalle nacrée au Callovien inférieur, oolithes ferrugineuses au Callovien supérieur. Ces faits ne sont, cependant que les témoins locaux d'un mouvement, beaucoup plus vaste, de surrection de l'axe pyrénéo-provençal qui a rejeté la mer Callovienne à l'Est du méridien de Narbonne. Dans toute la zone néritique, qui s'étendait jusqu'à Viols-le-Fort et Sète, une épaisse sédimentation de calcaires dolomitiques et de calcaires organogènes continuait celle du Bathonien. De l'autre côté de ce golfe rhodanien, alors très certainement fermé au Sud, des franges concentriques de calcaires dolomitiques prolongent, en bordure du massif émergé, cette auréole épicontinentale. D'une façon générale, la fin du Callovien est marquée, par un relèvement du fond marin qui a permis un accroissement de la teneur en calcaires des dépôts, dans toute la région étudiée.

Le Callovien marquait une tendance à la régression, *les premiers temps orfordiens* vont la consacrer. Les rivages en bordure du Massif Central vont progressivement reculer jusqu'à une ligne passant approximativement par La Voulte, le Teil, Uzès, Montpellier, Saint-Paul et Valmalle. Vers l'Est, le golfe devrait se fermer rapidement et la ligne de rivage obliquant vers le Nord-Est devait passer entre Marseille et Aix. Un croissant de calcaires siliceux paraît marquer la position du fond du golfe à hauteur du massif de la Gardiole. Cependant une sorte de mer intérieure, probablement en communication avec la mer alpine par le détroit de Mende, subsistait dans les Causses où quelques pellicules calcaires continuaient à se déposer.

L'Oxfordien moyen (*Argovien*) marque le retour d'un nouveau cycle sédimentaire qui ne se terminera que par la régression crétacée. Une première phase a ramené les rivages marins à l'Ouest, au pied même des Cévennes et de la Montagne Noire, vers Narbonne, et au Sud-Est, jusqu'à hauteur de Marseille. A l'Argovien supérieur, un enfoncement plus poussé des môles paléozoïques a permis la submersion de l'isthme de Gorniès et du massif du Lozère. Au Sud-Est, la mer a dépassé Marseille. Les conglomérats, qui se trouvent toujours à la base des dépôts transgressifs, contiennent de nombreux fossiles remaniés, provenant des horizons, sous-jacents, oxfordiens et calloviens.

La mer de l'Oxfordien supérieur (*Rauracien*) paraît avoir transgressé toute la zone caussenarde. Dans la région de Viols-le-Fort régnaient des conditions particulières de milieu. Les organismes constructeurs qui proliféraient là, nous ont laissé le témoignage de leur existence, sous forme d'une grosse lentille de calcaires blancs, subrécifaux ; celle-ci est entourée d'une large plage de calcaires sublithographiques en bancs épais s'étendant jusqu'à Quissac, Montpellier et Sète.

Au Séquanien ou Kimméridgien inférieur, sauf aux abords immédiats de la lentille de Viols, des calcaires marneux, à fine poussière de quartz, se sont déposés de façon uniforme, dans la région située à l'Est de l'Hérault et dans les Causses. Dans les Corbières, ces formations, généralement transgressives, paraissent présenter un net accroissement de leur teneur en calcaire. L'homogénéité de faciès du Séquano-Kimméridgien dans le domaine oriental paraît liée à l'éloignement probable des lignes de rivages, sa nature finement détritique est, par contre, attribuable à un facteur climatique.

Le Kimméridgien supérieur est marqué par une modification sensible des conditions de sédimentation. Il annonce le début de la régression de la *mer à ammonites,* dans le domaine situé, immédiatement à l'Ouest de l'Hérault, mais une extension du *domaine à lituolidés* vers les marges du massif de Mouthoumet. Le haut-fond du Lozère se manifeste, à nouveau, séparant deux domaines : à l'Est, une région d'eaux agitées où s'accumulent des calcaires, fausses brèches et des microconglomérats et où se forment des lits d'oolithes ferrugineuses. Dans toute la région s'étendant immédiatement au Nord et à l'Est de Montpellier (golfe de La Vaunage), ne se sédimentent que des calcaires presque purs. A l'Ouest de l'axe Lozère-Hérault, dans l'ensemble des Causses ainsi que sur tout le pourtour du môle jurassique (Montagne Noire, Corbières) se déposent, comme au Bathonien supérieur, de puissantes dolomies ; ces dernières paraissent, en bordure orientale du massif de Mouthoumet, directement transgressives sur le Lias.

Au Portlandien ou Tithonique, les tendances sublagunaires de la frange périlittorale dolomitique s'accusent. Des zones à faciès purbeckien s'établissent dans les Corbières, les Causses, la région à l'Ouest de Montpellier et la Provence, tandis que l'entrée sud du golfe des Causses est barrée par un arc de récifs frangeants issus, semble-t-il, de celui de Viols-le-Fort. Cet édifice corallien s'appuie, au Nord, sur le Massif du Lozère, au Sud, sur un haut-fond développé au voisinage de La Gardiole. Il nous reste, aujourd'hui, de cette barrière, des calcaires cristallins où se mêlent débris de Coraux et Nérinées. De semblables formations sont également connues en Provence. Tandis qu'une importante masse de brèches, tantôt monogénique, tantôt polygénique, auréole la bordure méridionale du bloc

Montagne Noire - Mouthoumet, le régime de pseudo-brèches se maintient sur le versant est du Lozère et l'axe Ventoux-Lure. Dans tout le reste de la zone immergée, se déposaient des calcaires fins où abondent des Calpionelles.

Au Berriasien, tandis qu'en Provence le régime établi au Tithonique paraît se prolonger, à l'Ouest, les Causses émergent définitivement et projettent, vers l'Est, un éperon très accusé, ébauche du futur isthme durancien. Le rivage septentrional de cet accident paléogéographique s'établit approximativement le long d'une ligne Les Vans, Ganges, Saint-Martin-de-Londres, Montpellier. Au voisinage immédiat de ce tracé, quelques lacunes accompagnées de surfaces corrodées, l'édification de bancs de calcaires microdétritiques ou sableux et à Entroques, signalent l'approche de la côte. Peut-être vers l'Ouest, le sommet des dépôts laguno-lacustres des Causses représente-t-il un équivalent latéral du Berriasien ? Vers le Sud-Ouest, en bordure du Mouthoumet, une partie des brèches suprajurassiques paraît dater de cette époque. Leurs éléments se seraient déposés aux pieds du plateau sous-marin auréolant les côtes méridionales du continent de la Montagne Noire ; des conditions particulières paraissent avoir présidé à cette sédimentation vraisemblablement accidentée par des phénomènes de glissements sous-marins (J. Goguel, 1938). Vers le Nord, dans la région de Saint-André-de-Cruzières, des conglomérats à éléments de Tithonique indiquent que, déjà, sur le continent tout proche, l'érosion commençait son travail. Dans la zone des garrigues se sont déposés des calcaires marneux fins et des marnes. La meilleure continuité de sédimentation entre le Jurassique et le Crétacé peut être observée dans la région de Quissac, Pompignan ou la zone à Berriasella-Grandis est particulièrement développée. Cette continuité contraste avec les lacunes et les épisodes de brèches sous-marines développées dans la majeure partie du domaine subalpin. Dans le Berriasien comme dans le Valanginien, l'extension épisodique de faciès néritiques, en bordure du golfe, témoigne de saccades positives du bloc continental.

A l'Hauterivien inférieur, un étroit chenal occupait le synclinal de Ganges, un plateau balayé par les courants marins s'étendait sur l'emplacement du synclinal de Pompignan. Le rivage s'allongeait probablement en direction de Saturargues (près de Lunel) où l'on connaît des sables et grès à ciment calcaire de cette époque. Vers La Vaunage, des surfaces corrodées témoignent encore d'influences littorales.

A l'Hauterivien supérieur (z. à *C. duvali* et z. à *P. angulicostata*) une modification générale du milieu marin a permis l'établissement d'une sédimentation calcaire annonciatrice des faciès urgoniens, déjà caractérisés dans les régions marseillaise et narbonnaise. Cette modification a, semble-t-il, été suivie, en bordure orientale du Lozère,

d'une courte régression ou d'un régime de courants violents, ayant permis la corrosion, sur plus d'un mètre d'épaisseur, des dépôts calcaires précédemment déposés.

Au Barrémien inférieur, un mouvement d'enfoncement local semble avoir succédé à l'émersion probable de cette région. Un épais manteau de marnes à faciès vocontien fossilise les très belles surfaces durcies et burinées dans la dalle de l'Hauterivien terminal.

Au Barrémien supérieur, alors que, vers l'Ouest, la mer ne dépasse pas Quissac et Lunel, l'ensemble du golfe, très peu profond, est le siège d'une sédimentation subrécifale.

Dans le domaine marin développé au Sud et au Sud-Est de la Montagne Noire et de ses appartenances orientales, en Provence comme dans les Corbières, l'ensemble du Néocomien, si l'on excepte de rares passées marneuses infravalanginiennes et hauteriviennes, est caractérisé par le développement de calcaires massifs subrécifaux localement (Corbières) accidentés d'épisodes bréchiques.

A la base de l'Aptien inférieur, de caractère également récifal, la sédimentation paraît troublée en bordure orientale des Cévennes par le début de l'émersion du domaine durancien. Les rivages s'établissent, alors, le long d'une ligne Vallon-Uzès.

Au sommet de l'Aptien inférieur, le soulèvement, toujours plus prononcé du continent de la Montagne Noire a repoussé la mer jusqu'au Nord d'Avignon, tandis que, vers le Sud, le domaine maritime s'est réduit à l'étroit chenal nord-pyrénéen. Celui-ci s'allongeait de Saint-Paul-de-Fenouillet, à l'Ouest, jusqu'à l'Est de Marseille. La région continentale intermédiaire, couverte de dépôts latéritiques et appelée Isthme durancien, ne représentait, en somme, qu'un bout de terre récemment annexé par le continent, et unissant le Massif provençal au bloc Massif Central - Montagne Noire.

De cette longue histoire des vicissitudes des mers secondaires paraît se dégager le rôle insulaire ou continental joué par certains blocs de socle. Ces sortes de massif amygdalaires, débris de la chaîne hercynienne, se sont trouvés unis de façon éphémère pour former à la fin du Néocomien un pays émergé aux rivages sinueux.

Dès *l'Aptien supérieur,* un profond sillon, nord-pyrénéen, a séparé du môle néocomien, progressivement transgressé, la chaîne naissante des Pyrénées.

Tectogenèse pyrénéenne.

Aux ébauches de plissements antécénomaniens, a succédé au

Danien et durant l'Eocène inférieur (conglomérats de Piedmonts) une importante phase de fracturation est-ouest. Ces accidents ont découpé socle hercynien et couverture, en grandes bandes, échelonnées en gradins, successivement relevés, vers le Sud. Il semble, qu'à la fin de l'Eocène moyen et durant l'Eocène supérieur, le relèvement de cet axe pyrénéo-provençal ait été maximum.

La forte pente, imposée à la couverture secondaire, a provoqué son glissement vers l'aval, c'est-à-dire vers le Nord. Les failles est-ouest, ainsi que le biseautage vers le Nord des assises antéaptiennes, constituaient des zones de moindre résistance. Elles ont permis le décollement, au niveau du Trias plastique, et le chevauchement, en série normale et parfois plusieurs fois répétée, sur les régions affaissées, de masses plus ou moins importantes de sédiments provenant des panneaux surélevés. C'est ainsi qu'auraient pris naissance, de part et d'autre de la zone de crête, de curieux redoublements de séries d'allures si particulières et proprement provençales. Telles sont au Nord de l'axe cristallin de l'Agly les Corbières orientales, le faisceau de Saint-Chinian, le pli de Montpellier, symétriques, par delà la Camargue des structures bien connues de la Provence occidentale.

Parfois des lambeaux de traînée, sortes de radeaux échoués sur des écueils cristallins (lèvre de gradins), se présentent sous l'aspect de massifs tabulaires, séparés des masses chevauchantes par de larges fossés, emplis d'Oligocène ou de Néogène. Ainsi pourraient être interprétés les reliefs de la Gardiole et de la Clape.

Le sondage de la Gardiole a, en effet, montré la possibilité d'un rabotage de la partie basale de la série stratigraphique secondaire. Celle-ci repose, en succession normale, par l'intermédiaire d'un mince coussin de marnes bariolées, d'âge très vraisemblablement triasique, sur un substratum antéhercynien.

L'épaisseur et l'architecture détaillée des séries chevauchantes sont essentiellement variables. Parfois pelliculaires comme au front du pli de Montpellier, ces masses glissées peuvent s'empiler plusieurs fois sur elles-mêmes (faisceau de Saint-Chinian, Cazouls) et, peut-être, déterminer par leur surcharge un affaissement localisé du socle (faille de Saint-Chinian, Causses et Veyran). D'allure tabulaire, sur toute la surface où le Trias les a flottées (Corbières - Cazouls), ces couvertures peuvent se montrer très plissotées à leur front, là où elles ont accosté une masse sédimentaire non plastique (pli de Montpellier - Front de Cazouls) qui a freiné leur progression.

En s'éloignant de cette zone de forte déclivité, les anciens panneaux est-ouest n'ont guère donné lieu qu'à des écailles ou à des plis faillés (faille-plis), suivant la plasticité des couches intéressées. Parfois même, on a affaire à des dômes étroits et allongés présentant,

souvent, un double déversement. Parmi ces structures, on peut citer le léger déversement du flanc sud de la Montagne Noire sur le fossé de Bédarieux, l'écaille de Viols-le-Fort, le pli de Saint-Loup, ceux de Mouries, des Alpilles, du Luberon, l'axe Lozère - Saint-Just - Ventoux - Lure et enfin celui de Saint-Remeze - Montélimar.

Tectogenèse cévenole.

L'Oligocène marque le soulèvement du Massif Central et l'effondrement du bâti pyrénéo-provençal labouré de profonds fossés nord-est - sud-ouest. Depuis l'Ardèche jusqu'au Roussillon, un chevelu de failles, s'épanouissant entre Alès et la vallée de l'Hérault, a craquelé tout ce domaine en panneaux disposés, en escalier, contre le horst cévenol. Les matériaux autochtones et chevauchants se trouvent, donc, intéressés, au même titre, par ces accidents qui masquent, par le style de fond ainsi imprimé à la région, la tectonique de couverture qui leur est antérieure.

Ces modifications du substratum hercynien ont provoqué un mouvement de récession de la couverture depuis la bordure du Massif Central. Cette translation vers le Sud des masses sédimentaires s'est accompagnée de phénomènes d'invagination au pied des fronts des séries chevauchantes, entraînant un ultime basculement de ces dernières vers le Nord.

Ainsi, paraissent s'être ébauchées d'étroites architectures de direction parfois orthogonales aux déformations préexistantes. Tels sont les glissements relatifs et écailles ou klippes de la région d'Alès, Saint-Ambroix. P. Termier a décrit de façon imagée cette disposition des terrains mésozoïques. « Ils sont en effet découpés, par des failles plates, en une série d'écailles, qui ont glissé, les unes sur les autres, à la façon d'un paquet de cartes à jouer que l'on pousserait latéralement, après l'avoir posé sur une table. » Peut-être, doit-on attribuer à la même cause l'exhaussement, suivant un axe nord-est - sud-ouest, des anticlinaux est-ouest de Lussan et Saint-Just, en bordure du fossé d'Alès.

Toujours en bordure du cristallin, cet écoulement local de la couverture paraît être à l'origine de la lame triasique du Montaud près de Durfort, des écailles du pays de Buèges, de Clermont-l'Hérault et de Gabian. Dans un domaine plus éloigné de la bordure, l'inversion des failles de Corconne, de Sainte-Croix-de-Quintillargues et de Vaunage II, traduit les effets amortis d'un tel processus tectonique.

L'épaisseur des marnes du Néocomien a permis, à cette formation, une relative indépendance et une adaptation, par fluage et glissement, aux irrégularités de son substratum, répétant, au droit

de nombreuses cassures oligocènes, des images réduites des phénomènes qui viennent d'être décrits en bordure du Massif Central. C'est ainsi que l'on peut voir déraper la carapace périanticlinale du Saint-Loup à proximité de la faille de Corconne. Cette carapace est constituée par une dalle calcaire du Valangien supérieur, et a glissé vers le compartiment affaissé, sur un coussin de marnes plissotées du Valanginien inférieur. Plus loin, un horizon analogue du Valanginien moyen montre, à sa base, une surface de discontinuité rabotant un complexe marneux sous-jacent, fortement déformé et présentant une texture fluidale caractérisée. La dalle jurassique qui supporte cet ensemble, est seulement inclinée d'une vingtaine de degrés. Ces marnes du Crétacé inférieur, ont, parfois donné de curieuses figures, dues au fluage de ces matériaux plastiques, découvrant les crêtes de failles formées dans le Jurassique sous-jacent. Il semble d'ailleurs que, dans leur mouvement de translation, ces marnes puissent, par un processus que je qualifierais de digestion amiboïde, détacher de leurs racines toutes les aspérités de leur substratum. Ces sortes de « chicots » ainsi emballés, dans la masse plastique, seraient alors portés vers la surface. Peut-être, aidés dans leur ascension par le jeu de la poussée d'Archimède, ils créveraient les matériaux encaissants, comme les échardes ou éclats métalliques enfoncés dans la chair et qui, au bout d'un certain temps, remontent à fleur de peau. C'est un tel mécanisme que j'attribuais volontiers la formation de pointements ou extrusions jurassiques de la région du Bois de Paris ainsi qu'une partie de celles décrites par J. Goguel (1938), pour la région comprise entre Saint-Bauzille-du-Putois et Saint-Hippolyte-du-Fort. Ce sont, en somme, des « pincées » à l'envers, où l'élément tectonisé correspond, non plus à un petit « Graben » mais à un « Horst ». Celui-ci, comme c'est le cas pour le Massif du Thaurac, peut être ployé en synclinal pincé, à sa base et doublement déversé, dans sa portion superficielle, sur les terrains encaissants.

Conclusions :

orogenèses et tectogenèses en bas Languedoc.

En définitive, cette étude de la couverture secondaire du Languedoc met en évidence des faits d'ordre divers :

a) La manifestation de mouvements orogéniques cimériens développés durant le Jurassique inférieur et moyen en bordure des Cévennes. La localisation le long du talus oriental limitant ce massif de phénomènes de glissements sous-marins manifestés au Lias supérieur (Bois de Valz) et au Néocomien de Quissac au pic Saint-Loup ;

b) La transgression généralisée de l'Argovien supérieur - Raura-

cien sur tout le domaine méridional du Massif Central - Montagne Noire. Il semble que ce phénomène se soit perpétué au Kimméridgien en direction des Pyrénées.

c) Le développement d'une série jurassique supérieure et néocomienne dans la zone nord-pyrénéenne ;

d) L'existence en bordure du massif de Mouthoumet d'une discordance cartographique séparant le Kimméridgien des terrains sous-jacents ;

e) L'importance de la tectogenèse antéaptienne et l'âge bédoulien de l'exhaussement maximum du continent des bauxites ;

f) La transgression généralisée du Gargasien moyen sur les marges du sillon nord-pyrénéen ;

g) L'existence en Languedoc méditerranéen de deux tectogenèses tertiaires aux multiples phases et toutes deux consécutives à des phénomènes orogéniques de plus vastes dimensions :

1° La tectogenèse nord-pyrénéenne dont le style tangentiel contraste avec l'architecture de revêtement imposée aux matériaux posthercyniens par la surrection récente de la zone axiale de la chaîne.

2° La tectogenèse cévenole.

h) Un fait également remarquable : l'évolution des directions tectoniques majeures durant les temps secondaires et tertiaires. Orientés Nord-Est - Sud-Ouest durant tout le Jurassique (haut-fond de Gorniès - Lozère) les grands éléments structuraux ont, pendant l'épirogenèse oxfordienne, épousé, semble-t-il, une direction est-ouest, provoquant une passagère individualisation de masses insulaires : celle du Lozère et celle de la Montagne Noire. L'importance des alignements nord-est - sud-ouest est encore soulignée dans les sédiments du Jurassique terminal et du Néocomien (extension du Tithonique coralligène et des calcaires graveleux du Valanginien supérieur).

Dès l'Aptien, durant tout le Crétacé supérieur et l'Eocène, les lignes architecturales sont exclusivement est-ouest (style pyrénéen).

A l'Oligocène et durant tout le Néogène, une réanimation des éléments structuraux de direction nord-est - sud-ouest a imprimé à toute la partie médiane et orientale de ce domaine son style le plus apparent (style cévenol).

i) La plasticité relative d'une partie des assises composant la couverture secondaire du Languedoc. Celle-ci lui a permis de s'écou-

ler, successivement dans des sens opposés. Ce phénomène s'est d'abord manifesté dans la région méridionale du Sud vers le Nord, durant la phase pyrénéenne, puis, dans la zone septentrionale, du Nord vers le Sud, au cours de la phase cévenole, selon que le récipient qui contenait cette couverture, s'inclinait au Nord ou au Sud.

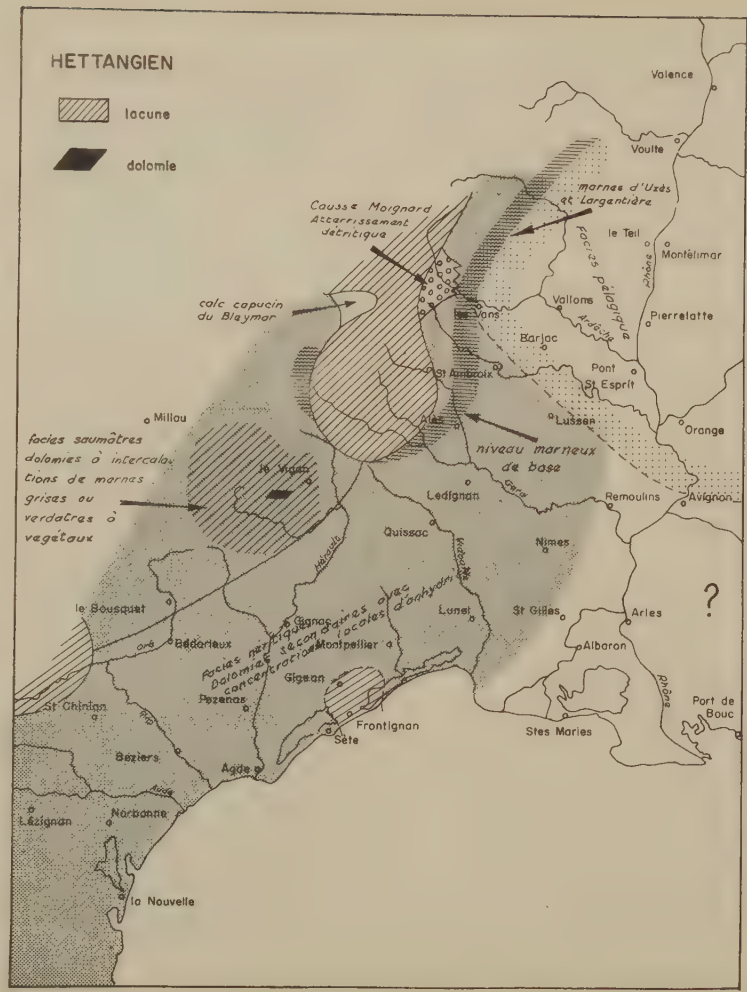
j) Mais, c'est en fin de compte, surtout, le comportement du socle que concourent à déceler les observations effectuées. Les faits mis en évidence soulignent et précisent les relations entre *orogenèse* et *tectogenèse*.

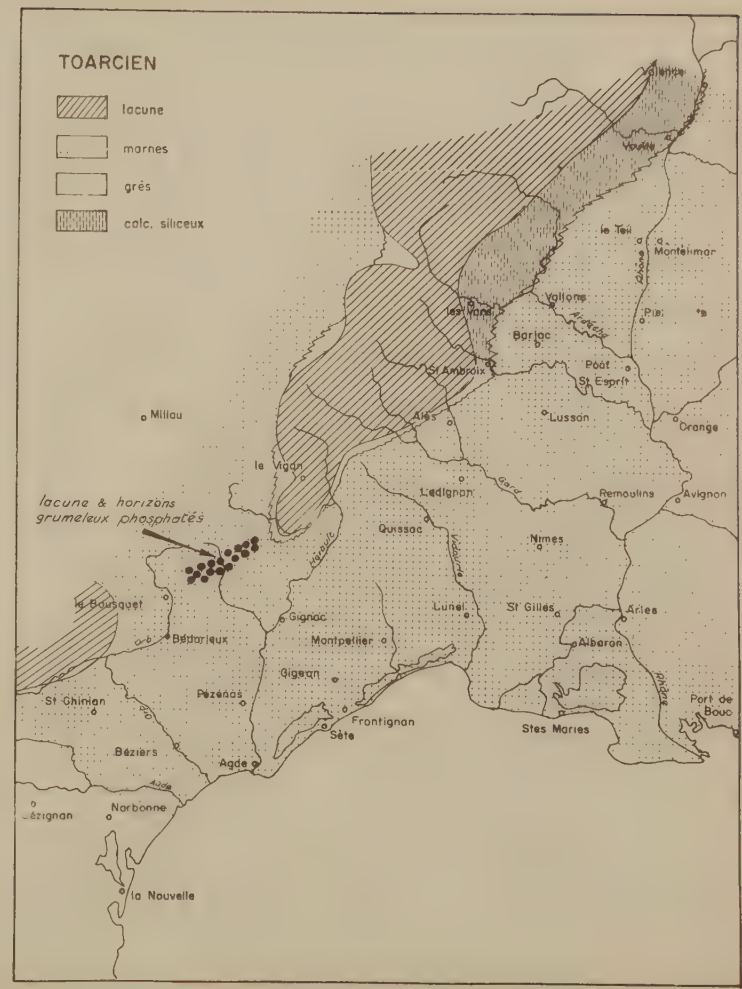
Quels que soient les matériaux, qui participent à la formation de la chaîne hercynienne, l'architecture de celle-ci paraît ne pas avoir subi de modifications importantes depuis sa formation : quelques plastiques que se soient alors montrées certaines assises paléozoïques, elles paraissent s'être figées dans l'état où les a laissées la dernière phase hercynienne.

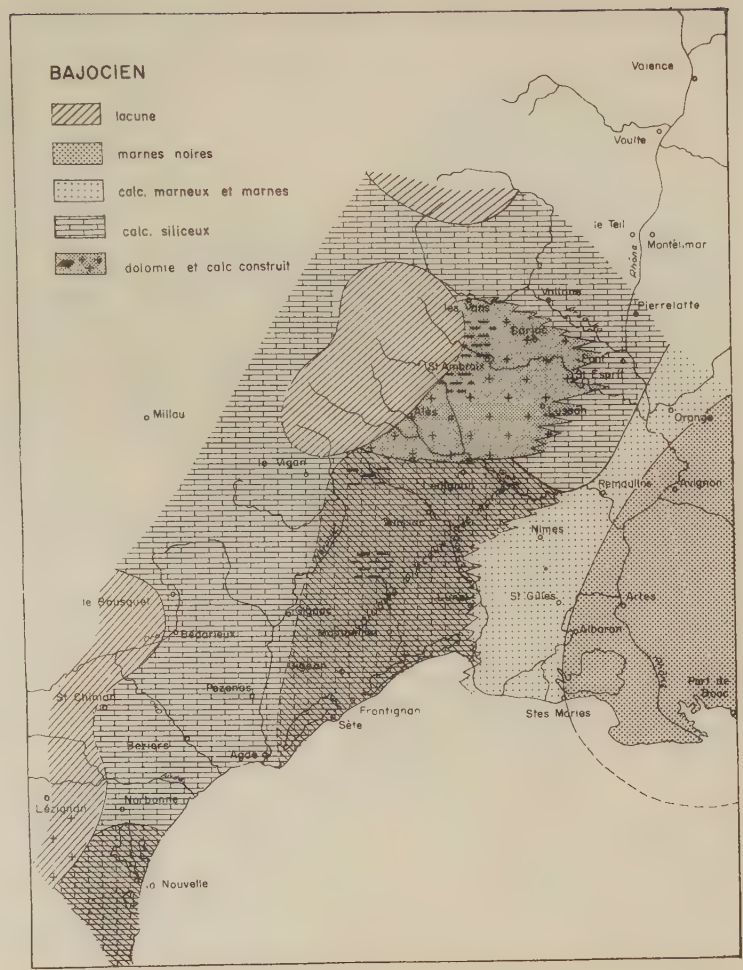
C'est en bloc et sous forme d'ondulations à grand rayon de courbures que le socle a joué, se soulevant ou s'abaissant, selon un rythme variable, au gré, semble-t-il, de forces émanant de la profondeur (isostasie - convection ?). Ces sortes de pulsations, transmises par la croûte sialique, se sont perpétuées, depuis l'orogenèse hercynienne, jusqu'à nos jours. Durant tout le Jurassique elles n'ont, cependant, pas provoqué la surrection de reliefs importants, malgré l'étendue des terres émergées. Celles-ci n'ont alimenté, même aux périodes d'élévation relative, qu'une sédimentation localisée et peu importante. Les marges continentales, sont en effet, auréolées d'une zone de dépôts d'origine chimique, calcaires ou dolomitiques, à l'exclusion de tout apport terrigène. *Les vases bleues ou noires finement détritiques qui occupent une position plus centrale dans le domaine périalpin, ne paraissent pouvoir résulter que de la flottation lointaine d'éléments en provenance des régions orogéniques plus nordiques.*

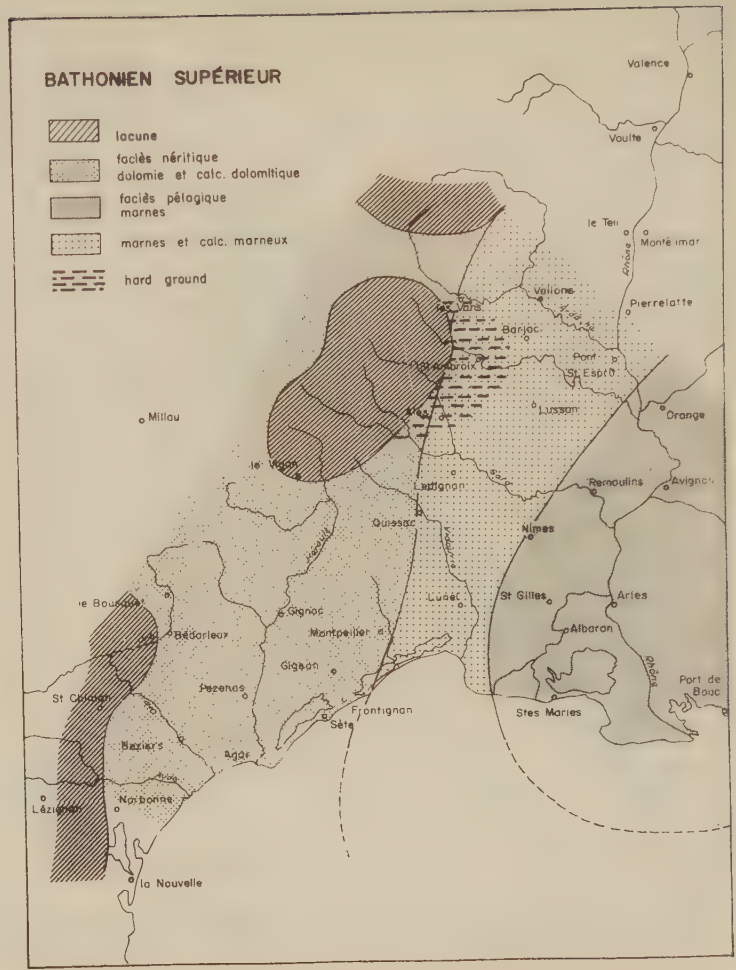
Au Crétacé et au Tertiaire, par contre, les altitudes considérables, auxquelles ont été portés socle et couverture, ont localement provoqué le glissement de cette dernière, vers l'aval, et sa destruction partielle par l'érosion, complétant les effets de la dénudation tectonique ; mais, ici encore, le substratum primaire n'a eu qu'un rôle indirect dans le plissement. Trop éloigné des grandes zones orogéniques, le socle, bien que parfois fragmenté par tout un réseau de fractures, n'a été engagé dans aucune action tangentielle importante. Il faudrait pouvoir étendre ces observations loin vers le Sud, jusqu'à l'axe effondré sous les eaux de la chaîne pyrénéo-provençale, pour constater de tels phénomènes.

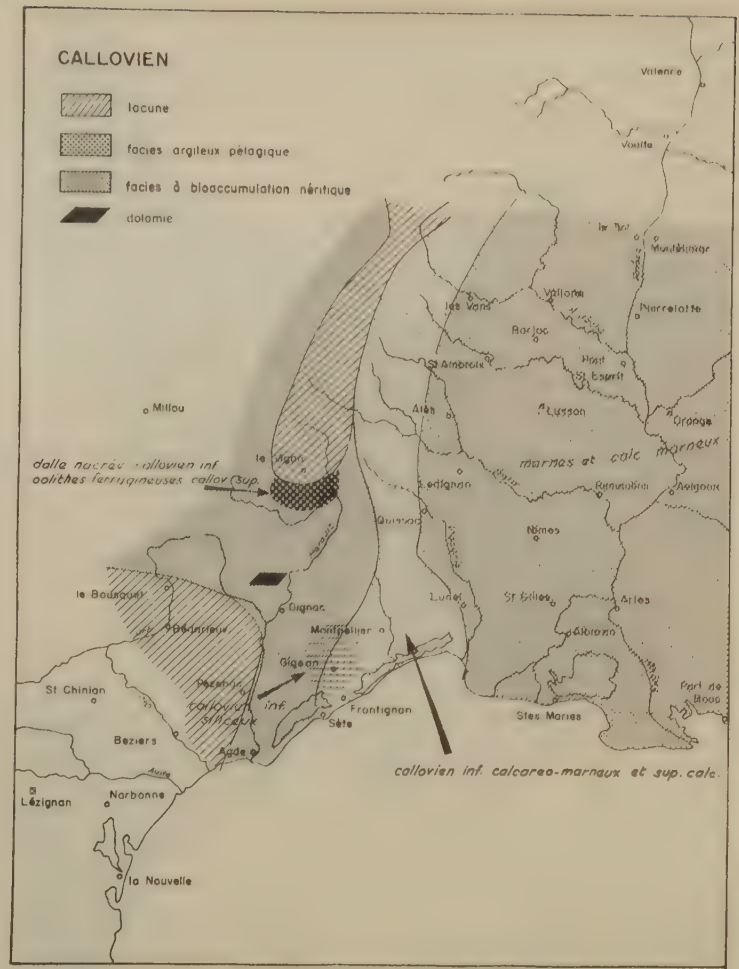
ATLAS PALÉOGÉOGRAPHIQUE

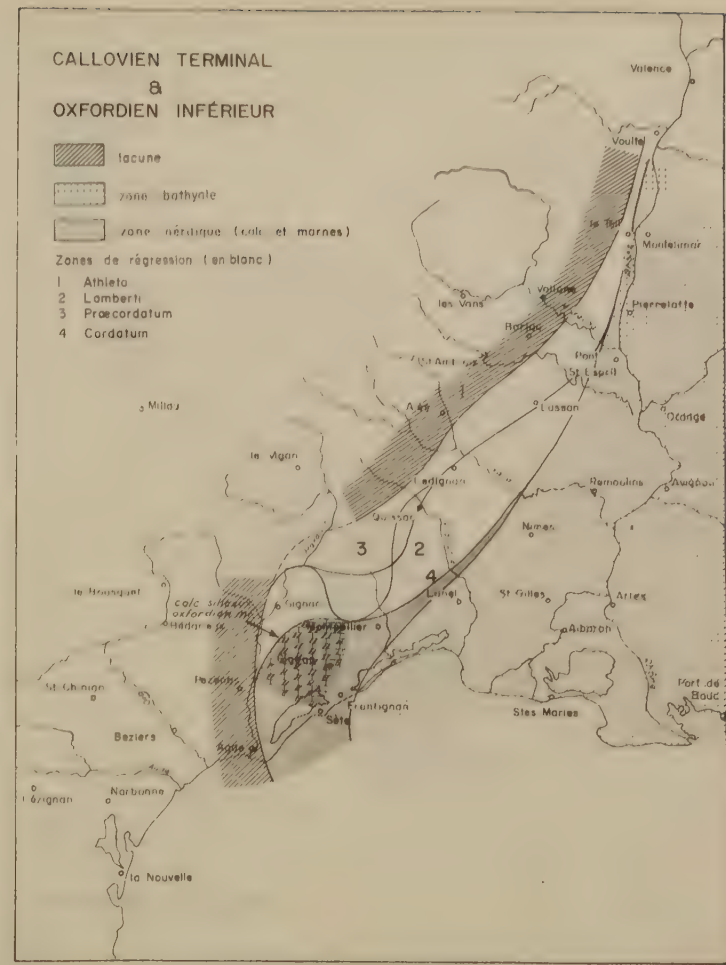

HETTANGIEN
lacune
dolomie
Valence
Voulte
marnes d'Uzès et Largentière
Causse Moignard
Atterrissement détritique
le Teil
Montélimar
calc capucin du Blaymar
Vallons
les Vans
Pierrelatte
Barjac
St Ambroix
Pont St Esprit
Alès
Lussan
Orange
Millau
le Vigan
niveau marneux de base
Ledignan
Remoulins
Avignon
Quissac
Nimes
le Bousquet
Lunel
St Gilles
Arles
Bédarieux
Montpellier
Alberon
Gignac
Pezenas
Gigean
St Chinian
Frontignan
Sète
Stes Maries
Port de Bouc
Béziers
Agde
Lézignan
Narbonne
la Nouvelle
?

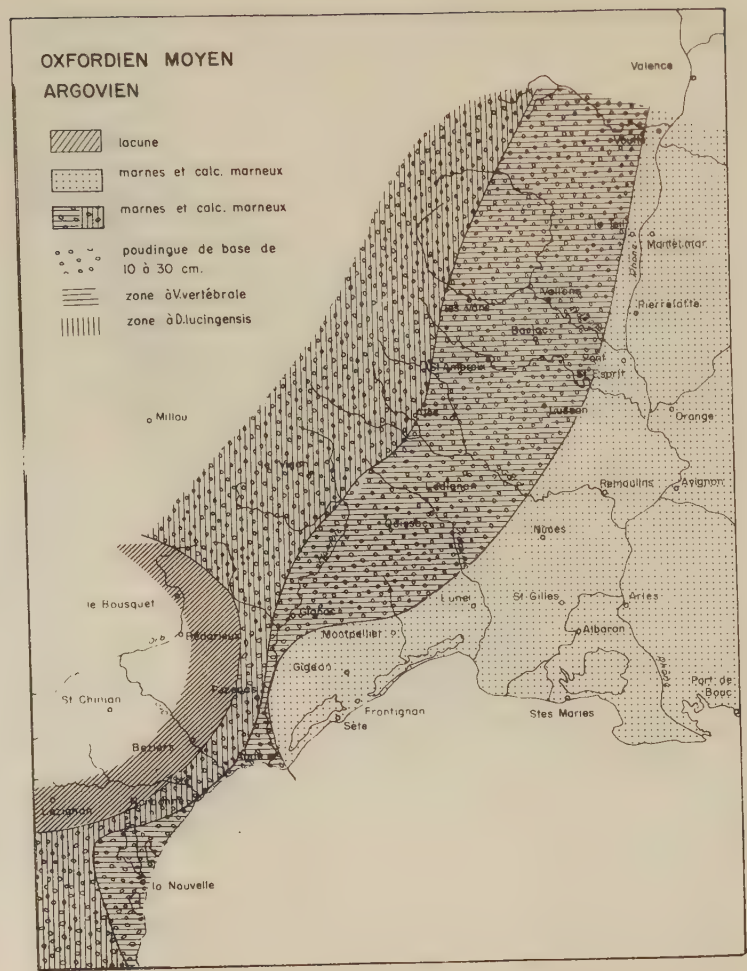

TOARCIEN
lacune
marnes
grès
calc. siliceux
le Teil
Montélimar
Vallons
les Vans
Barjac
St Ambroix
Pont St Esprit
Alès
Lussan
Orange
Millau
le Vigan
lacune & horizons grumeleux phosphatés
Ledignan
Remoulins
Avignon
Quissac
Nimes
le Bousquet
Lunel
St Gilles
Arles
Bédarieux
Gignac
Montpellier
Alberon
Gigean
Pezenas
St Chinian
Frontignan
Sète
Stes Maries
Port de Bouc
Béziers
Agde
Lézignan
Narbonne
la Nouvelle

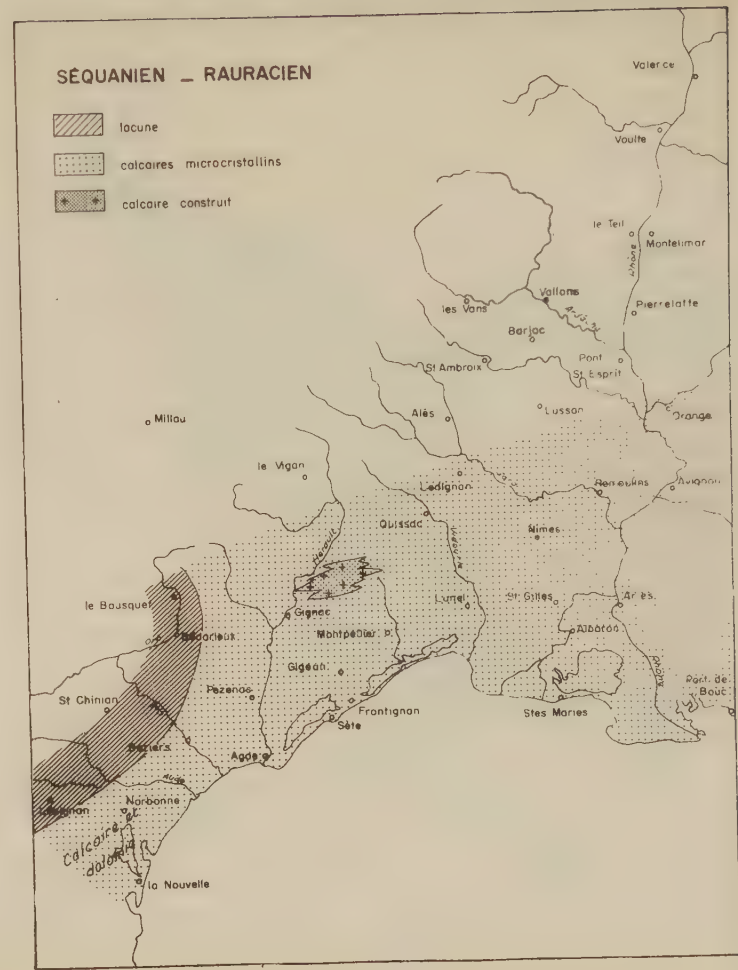

BAJOCIEN
lacune
marnes noires
calc. marneux et marnes
calc. siliceux
dolomie et calc construit
Valence
Voulte
le Teil
Montélimar
Rhône
Pierrelatte
Vallons
les Vans
Barjac
St Ambroix
Pont St Esprit
Alès
Lussan
Orange
Millau
le Vigan
Remoulins
Avignon
Nimes
St Gilles
Arles
Albaron
le Bousquet
Bédarieux
Gignac
Montpellier
Gigean
Pezenas
St Chinian
Frontignan
Sète
Stes Maries
Port de Bouc
Beziers
Agde
Lézignan
Narbonne
la Nouvelle

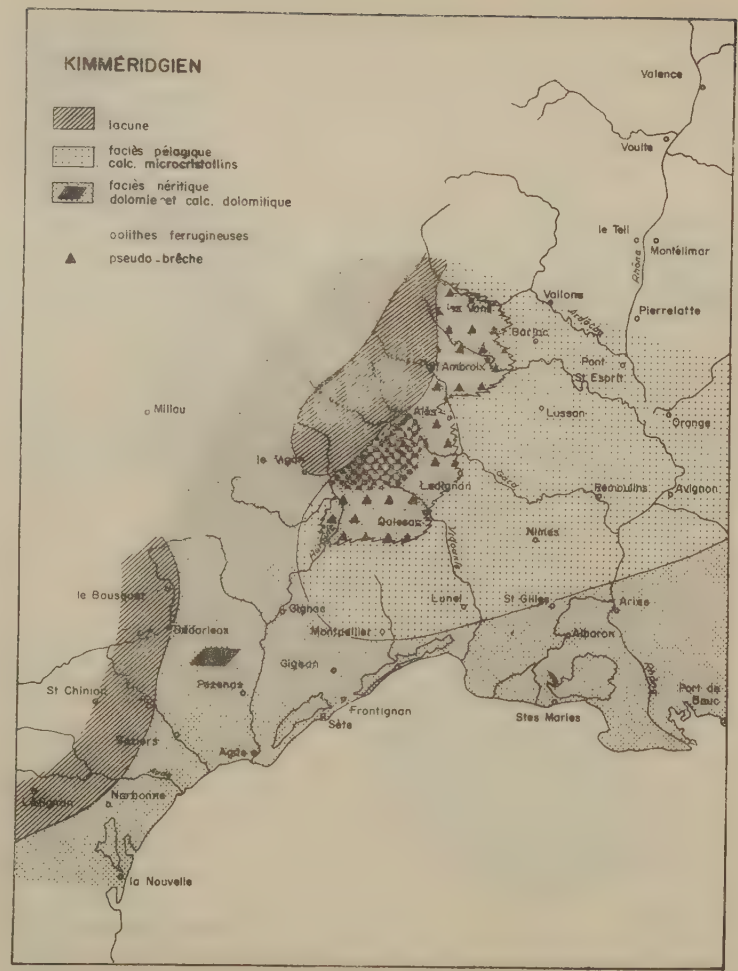

BATHONIEN SUPÉRIEUR
lacune
faciès néritique
dolomie et calc. dolomitique
faciès pélagique
marnes
marnes et calc. marneux
hard ground
Valence
Voulte
le Teil
Montélimar
Rhône
Vallons
Pierrelatte
les Vans
Barjac
St Ambroix
Pont St Esprit
Alès
Lussan
Orange
Millau
le Vigan
Ledignan
Remoulins
Avignon
Quissac
Nimes
Lunel
St Gilles
Arles
Albaron
le Bousquet
Bédarieux
Gignac
Montpellier
Gigean
Pezenas
St Chinian
Frontignan
Sète
Stes Maries
Port de Bouc
Beziers
Agde
Lézignan
Narbonne
la Nouvelle

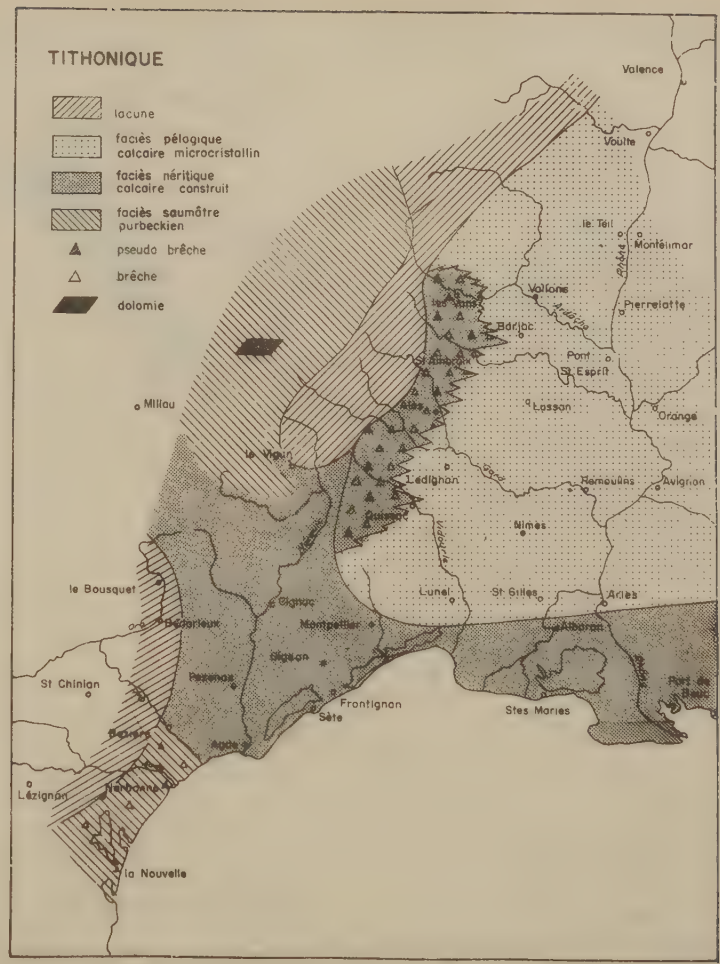

CALLOVIEN
lacune
facies argileux pélagique
facies à bioaccumulation néritique
dolomie
dalle nacrée callovien inf
oolithes ferrugineuses callov sup.
marnes et calc marneux
callovien inf. calcareo-marneux et sup. calc.
callovien inf. siliceux
Valence
Voulte
Montélimar
Pierrelatte
Vallons
les Vans
Barjac
St Ambroix
Pont St Esprit
Lussan
Orange
Alès
Millau
le Vigan
Ledignan
Remoulins
Avignon
Quissac
Nîmes
Lunel
St Gilles
Arles
Albaron
Port de Bouc
Stes Maries
Montpellier
Gignac
Pézenas
Bédarieux
le Bousquet
St Chinian
Beziers
Agde
Frontignan
Sète
Lézignan
Narbonne
la Nouvelle

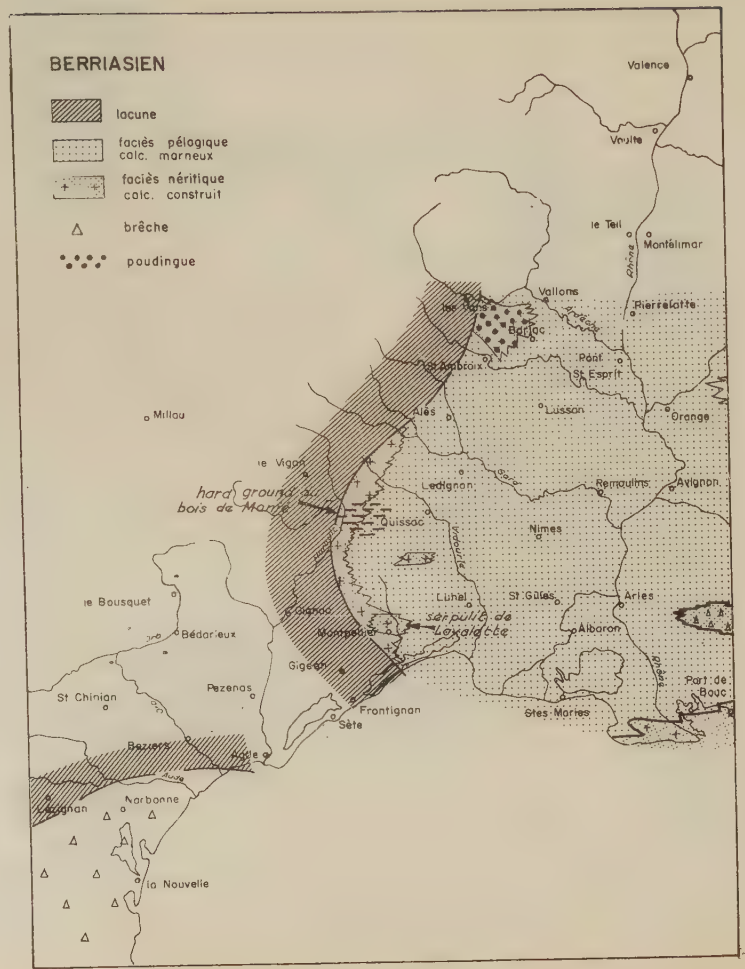

CALLOVIEN TERMINAL
&
OXFORDIEN INFÉRIEUR
lacune
zone bathyale
zone néritique (calc et marnes)
Zones de régression (en blanc)
1 Athleta
2 Lamberti
3 Praecordatum
4 Cordatum
calc siliceux oxfordien inf.
Valence
Voulte
Montélimar
Pierrelatte
les Vans
Barjac
Pont St Esprit
Lussan
Orange
Millau
le Vigan
Ledignan
Remoulins
Avignon
Quissac
Nîmes
Lunel
St Gilles
Arles
Albaron
Port de Bouc
Stes Maries
Montpellier
Gignac
Pézenas
Bédarieux
le Bousquet
St Chinian
Beziers
Agde
Frontignan
Sète
Lézignan
Narbonne
la Nouvelle

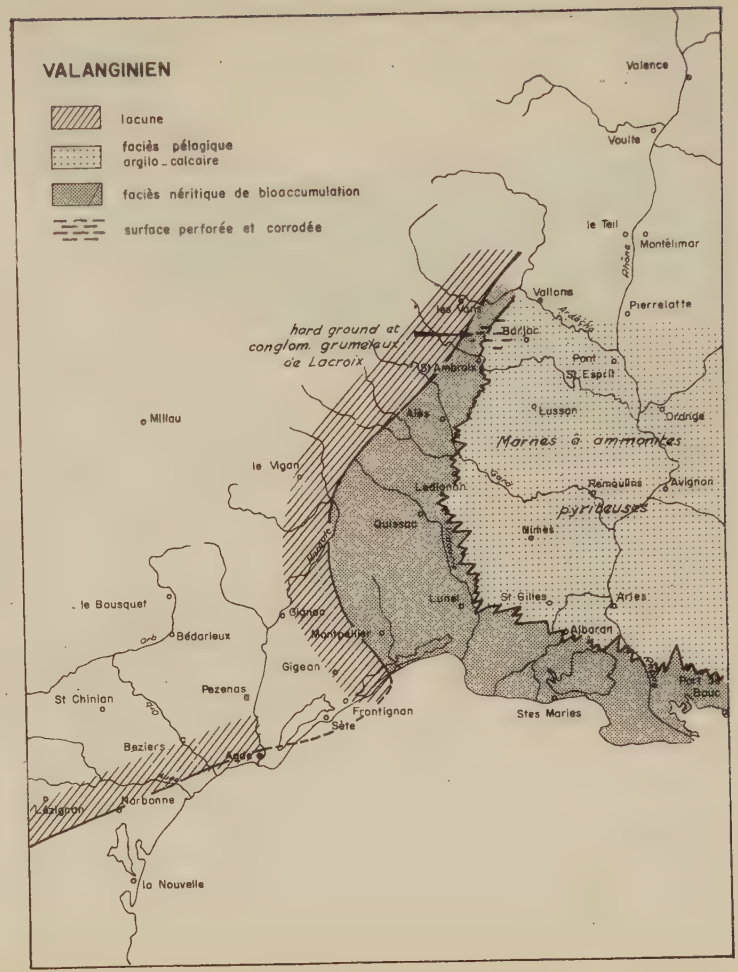

OXFORDIEN MOYEN
ARGOVIEN
lacune
marnes et calc. marneux
marnes et calc. marneux
poudingue de base de 10 à 30 cm.
zone à V. vertébrale
zone à D. lucingensis
Valence
Montelimar
Pierrelatte
Vallons
Barjac
Pont St Esprit
St Ambroix
Lussan
Orange
Millau
Remoulins
Avignon
Nîmes
Lunel
St Gilles
Arles
Albaron
Montpellier
Gignac
Gigean
Frontignan
Sète
Stes Maries
Port de Bouc
le Bousquet
Bédarieux
St Chinian
Beziers
Lezignan
la Nouvelle

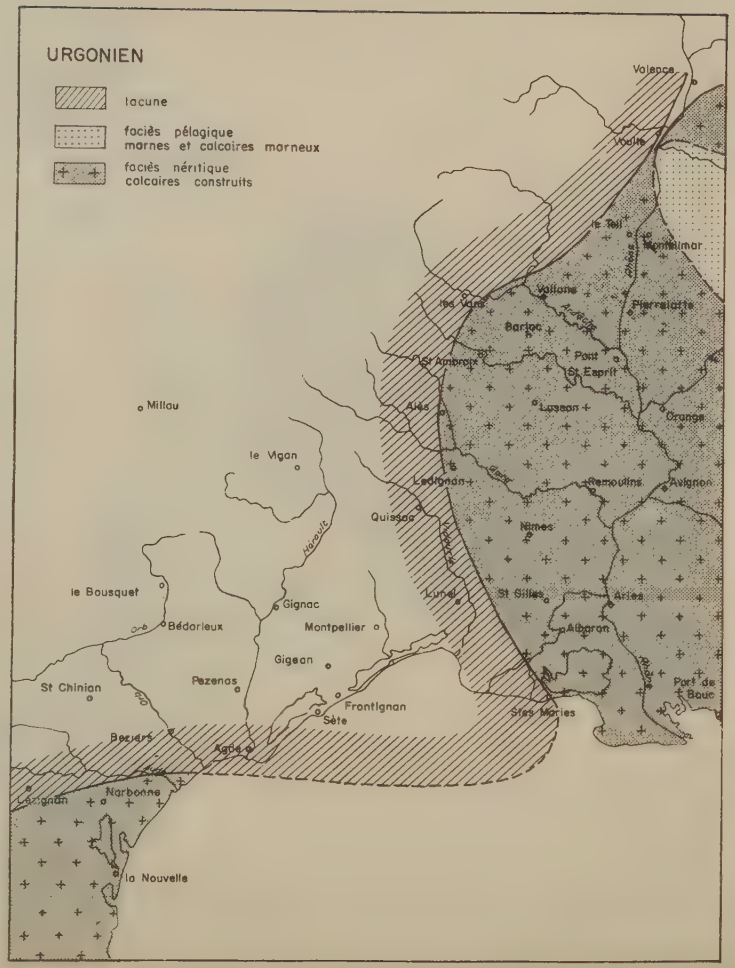

SÉQUANIEN _ RAURACIEN
lacune
calcaires microcristallins
calcaire construit
Valence
Voulte
le Teil
Montelimar
Vallons
les Vans
Pierrelatte
Barjac
Pont St Esprit
St Ambroix
Lussan
Orange
Millau
Alès
le Vigan
Ledignan
Remoulins
Avignon
Quissac
Nîmes
Lunel
St Gilles
Arles
Albaron
le Bousquet
Bédarieux
Gignac
Montpellier
Gigean
Pezenas
St Chinian
Frontignan
Sète
Stes Maries
Port de Bouc
Beziers
Agde
Narbonne
Lezignan
Calcaire et dolomie
la Nouvelle

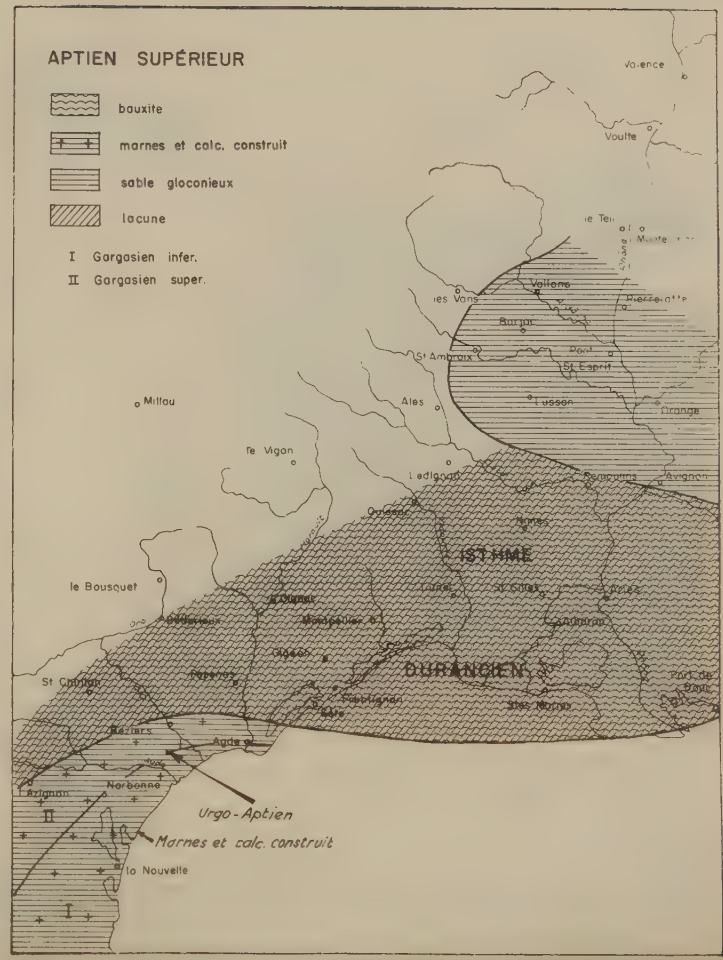

KIMMÉRIDGIEN
lacune
faciès pélagique calc. microcristallins
faciès néritique dolomie et calc. dolomitique
oolithes ferrugineuses
pseudo-brêche
Valence
Voulte
le Teil
Montélimar
Rhône
Vallons
Pierrelatte
Ardèche
Barjac
Pont St Esprit
St Ambroix
Millau
Alès
Lussan
Orange
le Vigan
Ledignan
Remoulins
Avignon
Quissac
Nîmes
Vidourle
le Bousquet
Gignac
Lunel
St Gilles
Arles
Bédarieux
Montpellier
Alboran
Gigean
Pézenas
St Chinian
Frontignan
Sète
Stes Maries
Port de Bouc
Béziers
Agde
Narbonne
Lézignan
la Nouvelle

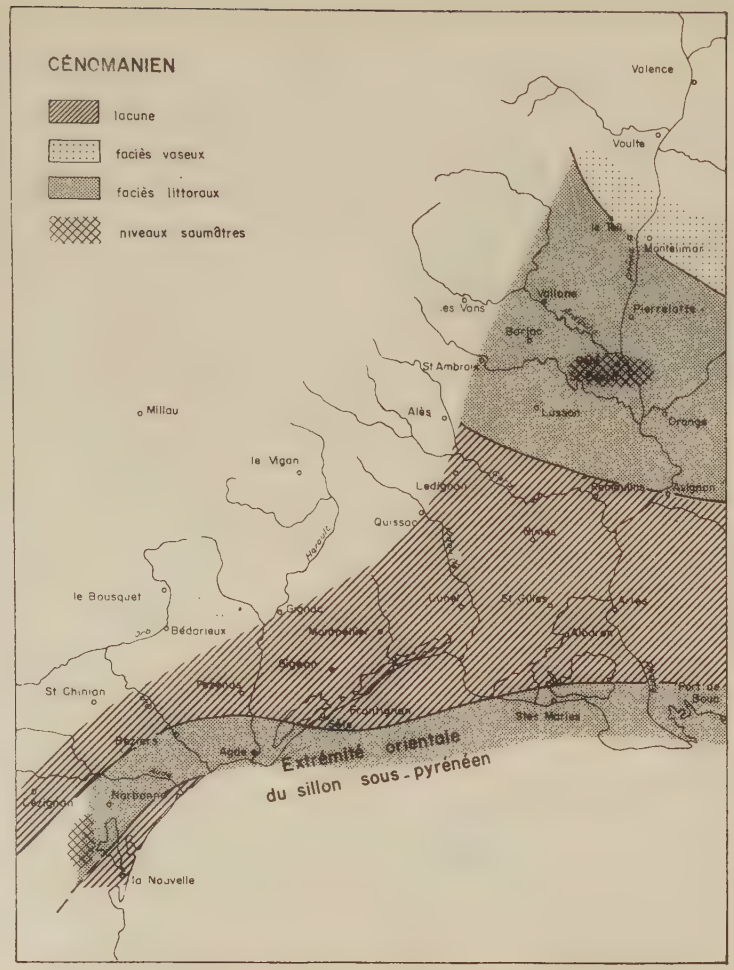

TITHONIQUE
lacune
faciès pélagique calcaire microcristallin
faciès néritique calcaire construit
faciès saumâtre purbeckien
pseudo brêche
brêche
dolomie
Valence
Voulte
le Teil
Montélimar
Rhône
Vallons
Pierrelatte
Ardèche
Barjac
Pont St Esprit
St Ambroix
Millau
Alès
Lussan
Orange
le Vigan
Ledignan
Remoulins
Avignon
Quissac
Nîmes
Vidourle
le Bousquet
Gignac
Lunel
St Gilles
Arles
Bédarieux
Montpellier
Alboran
Gigean
Pézenas
St Chinian
Frontignan
Sète
Stes Maries
Port de Bouc
Béziers
Agde
Narbonne
Lézignan
la Nouvelle

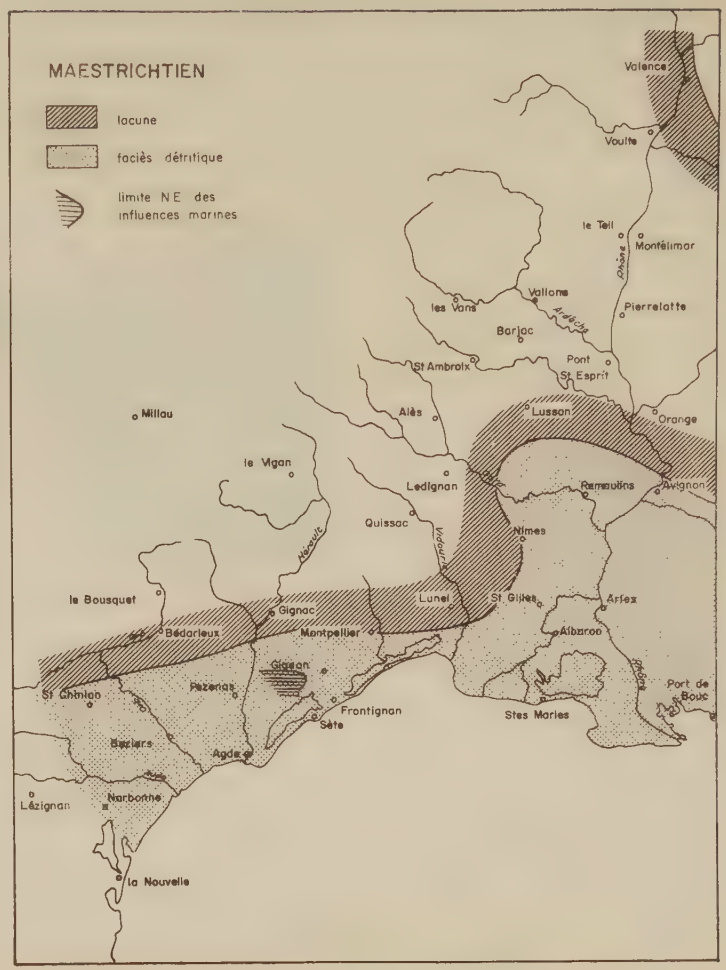

BERRIASIEN
lacune
faciès pélagique calc. marneux
faciès néritique calc. construit
brêche
poudingue
Valence
Voulte
le Teil
Montélimar
Rhône
Vallons
Pierrelatte
les Vans
Barjac
Ardèche
St Ambroix
Pont St Esprit
Millau
Alès
Lussan
Orange
le Vigan
hard ground au bois de Marne
Ledignan
Remoulins
Avignon
Quissac
Nimes
Vidourle
Lunel
St Gilles
Arles
le Bousquet
Bédarieux
Gignac
Montpellier
serpulit de Lavalette
Alboran
Gigean
Pezenas
St Chinian
Frontignan
Sète
Stes Maries
Port de Bouc
Beziers
Agde
Aude
Lézignan
Narbonne
la Nouvelle

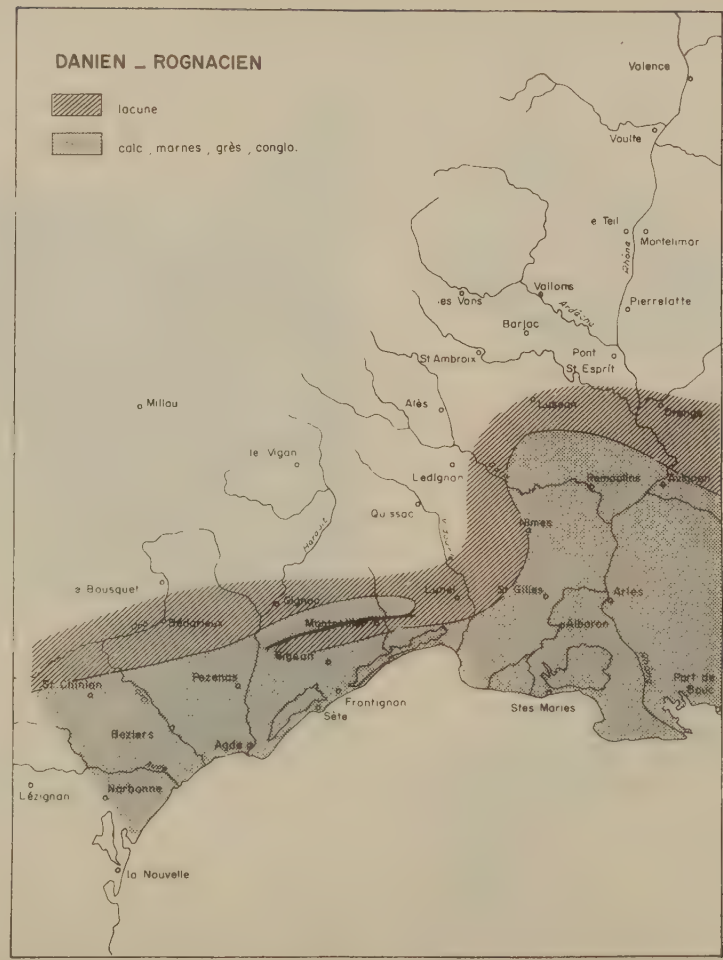

VALANGINIEN
lacune
faciès pélagique argilo-calcaire
faciès néritique de bioaccumulation
surface perforée et corrodée
Valence
Voulte
le Teil
Montélimar
Rhône
Vallons
Pierrelatte
les Vans
Barjac
Ardèche
hard ground et conglom. grumeleux de Lacroix
St Ambroix
Pont St Esprit
Millau
Alès
Lussan
Orange
Marnes à ammonites pyriteuses
le Vigan
Ledignan
Remoulins
Avignon
Quissac
Nimes
Lunel
St Gilles
Arles
le Bousquet
Bédarieux
Gignac
Montpellier
Alboran
Gigean
Pezenas
St Chinian
Frontignan
Sète
Stes Maries
Port de Bouc
Beziers
Agde
Aude
Lézignan
Narbonne
la Nouvelle


URGONIEN
lacune
faciès pélagique
marnes et calcaires marneux
faciès néritique
calcaires construits
Valence
Voulte
le Teil
Montélimar
les Vans
Vallons
Pierrelatte
Barjac
St Ambroix
Pont St Esprit
Alès
Lussan
Orange
Millau
le Vigan
Ledignan
Remoulins
Avignon
Quissac
Nîmes
Hérault
le Bousquet
Gignac
Lunel
St Gilles
Arles
Bédarieux
Montpellier
Alboran
Gigean
St Chinian
Pezenas
Port de Bouc
Frontignan
Sète
Stes Maries
Beziers
Agde
Narbonne
Lezignan
la Nouvelle


APTIEN SUPÉRIEUR
bauxite
marnes et calc. construit
sable gloconieux
lacune
I Gargasien infer.
II Gargasien super.
Valence
Voulte
le Teil
Montélimar
les Vans
Vallons
Pierrelatte
Barjac
St Ambroix
Pont St Esprit
Alès
Lussan
Orange
Millau
le Vigan
Ledignan
Remoulins
Avignon
Quissac
Nîmes
ISTHME
le Bousquet
Lunel
St Gilles
Arles
Bédarieux
Montpellier
Alboran
Gigean
St Chinian
Pezenas
DURANCIEN
Port de Bouc
Frontignan
Sète
Stes Maries
Beziers
Agde
Narbonne
Lezignan
II
Urgo-Aptien
Marnes et calc. construit
la Nouvelle
I


CÉNOMANIEN
lacune
faciès vaseux
faciès littoraux
niveaux saumâtres
Valence
Voulte
le Teil
Montélimar
Vallone
les Vans
Pierrelatte
Barjac
St Ambroix
Millau
Alès
Lusson
Orange
le Vigan
Ledignan
Remoulins
Avignon
Quissac
Nîmes
Hérault
le Bousquet
Gignac
Lunel
St Gilles
Arles
Bédarieux
Montpellier
Albaron
Gigeon
St Chinian
Pezenas
Frontignan
Port de Bouc
Sète
Stes Maries
Béziers
Agde
Extrémité orientale
du sillon sous-pyrénéen
Lézignan
Narbonne
la Nouvelle


MAESTRICHTIEN
lacune
faciès détritique
limite N E des influences marines
Valence
Voulte
le Teil
Montélimar
Rhône
Vallone
les Vans
Ardèche
Pierrelatte
Barjac
St Ambroix
Pont St Esprit
Millau
Alès
Lusson
Orange
le Vigan
Ledignan
Remoulins
Avignon
Quissac
Vidourle
Nîmes
Hérault
le Bousquet
Gignac
Lunel
St Gilles
Arles
Bédarieux
Montpellier
Albaron
Gigeon
St Chinian
Pezenas
Frontignan
Port de Bouc
Sète
Stes Maries
Béziers
Agde
Lézignan
Narbonne
la Nouvelle


DANIEN _ ROGNACIEN
lacune
calc , marnes , grès , conglo.
Valence
Voulte
e Teil
Montelimar
Rhône
Vallons
Pierrelatte
Barjac
St Ambroix
Pont
St Esprit
Millau
Alès
Lusean
Orange
le Vigan
Ledignon
Remoulins
Avignon
Quissac
Nîmes
Bousquet
Lunel
St Gilles
Arles
Gignac
Bédarieux
Montpellier
Alboron
Gigean
Pezenas
St Chinian
Frontignon
Sète
Stes Maries
Port de Bouc
Beziers
Agde
Lézignan
Narbonne
la Nouvelle

Bibliographies.

BIBLIOGRAPHIE RÉGIONALE

au 1er janvier 1957

ABRARD (R.), 1929. — La province occidentale au Portlandien et ses rapports avec la région rhodanienne et subalpine. *Bull. Mus. Hist. Nat.*, p. 224-225.

— 1934. — Stratigraphie du Lias moyen et supérieur au Sud de Milhau et dans la région de Tournemire. *Bull. Mus. Hist. Nat.*, p. 391-392.

— 1936. — Note sur le Callovien des Causses. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. VI, p. 7-10.

— 1944. — Les relations entre le bassin d'Aquitaine et le Jura au Portlandien inférieur. *Bull. Mus. Hist. Nat.*, p. 365-367.

— 1948. — *Géologie de la France* (Payot, édit.), Paris, 607 p., 131 fig. et cartes.

— 1950. — Histoire géologique du bassin de Paris. *Mém. Mus. Hist. Nat.*, nouv. sér., série C Sciences de la Terre, t. I, fasc. 1, 102 p., 15 fig.

ABRARD (R.) et AGALÈDE (H.), 1937. — Terrains jurassiques de la Feuille de Saint-Affrique. *C.R. Coll. Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, n° XXXIX n° 197, p. 155-158.

AGALÈDE (H.), 1936. — Note préliminaire sur la base du Jurassique moyen dans la partie méridionale de la Feuille de Saint-Affrique. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 31-32.

— 1937. — *a*) Voir ABRARD. — *b*) Les formations dolomitiques du Jurassique dans la région des Causses. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 232-233.

— 1939. — Les Causses majeurs. *Sc. Nat.*, vol. 1, n° 3, p. 80.

— 1944. — Mode de formation des calcaires dolomitiques du Jurassique moyen et supérieur dans la région des Causses majeurs. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LXXIX, p. 201-222.

ALBARÈDE (A.), 1890. — Notice géologique sur la ville du Vigan et ses environs. *Bull. Soc. Hist. Nat. Béziers*, vol. 13.

ALLARD, 1891. — Sur la découverte d'orbitolines dans le calcaire urgonien de Roquemaure. *Bull. Soc. Et. Sc. Nat. Nimes*, t. XL.

ALLOITEAU (J.), 1948. — Polypiers des couches albiennes à grandes trigonies de Padern (Aude). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XVIII, fasc. 8-9, p. 699-739, 2 pl., 11 fig.

ANDERSON, 1944. — Mode de formation des calcaires dolomitiques du Jurassique moyen et supérieur de la région des Causses majeurs. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LXXIX, p. 201-222,

ARCHIAC (d'), 1855-1856-1857. — Résumé d'un essai sur la géologie des Corbières. *Journal de l'Institut*, 29 août, 5 et 12 sept., in-8°, 32 p., et *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XIII, p. 12.

— 1856. — Observations au sujet d'une lettre de M. Raulin. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 14 janv., p. 172-176.

— 1857. — Etude géologique sur les départements de l'Aude et des Pyrénées-Orientales. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XIV, p. 460.

— 1859. — Les Corbières. Etude géologique d'une partie des départements de l'Aude et des Pyrénées-Orientales. *Mém. Soc. Géol. Fr.* (2), t. VI, 420 p.

ASTRE, 1931. — Les grandes phases géologiques du domaine pyrénéen. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LXI, p. 363.

ASTRUC, 1737. — Mémoire pour servir à l'histoire naturelle du Languedoc. Paris, 1 vol. in-4°.

AUGÉ, 1788. — Note sur la bauxite, son origine, son âge, son importance géologique. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. X, p. 345.

AUTHELIN, 1899. — Feuille de Saint-Affrique. *C.R. Coll. Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. X, p. 506.

— 1900. — Feuille de Saint-Affrique. *C.R. Coll. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. XI*, n° 73, p. 143.

— 1902. — Feuille de Saint-Affrique. *C.R. Coll. Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, Campagne 1901-1902, t. XII, p. 65-67.

BARANTE, an X-an XI. — Statistique du département de l'Aude, in-8°, Paris. — Essai sur le département de l'Aude, in-8°, Genève.

BARRABÉ (L.), 1922. — Sur la présence de nappes de charriage dans les Corbières orientales. *C.R. Ac. Sc.*, t. CLXXV, p. 1081.

— 1923. — *a*) Feuille de Quillan, la Montagne de Tauch. *C.R. Coll. Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, Campagne 1922-1923, t. XXVII, n° 151, p. 23-30. — *b*) Sur l'origine charriée du massif liasique situé à l'Ouest de Narbonne. *C.R. Ac. Sc.*, t. CLXXVI, p. 1169. — *c*) Sur la continuité de la série charriée des Corbières orientales entre la Berre et Narbonne. *C.R. Ac. Sc.*, t. CLXXVI, p. 1902. — *d*) Feuille de

BIBLIOGRAPHIE RÉGIONALE

au 1er janvier 1957

ABRARD (R.), 1929. — La province occidentale au Portlandien et ses rapports avec la région rhodanienne et subalpine. *Bull. Mus. Hist. Nat.*, p. 224-225.

— 1934. — Stratigraphie du Lias moyen et supérieur au Sud de Milhau et dans la région de Tournemire. *Bull. Mus. Hist. Nat.*, p. 391-392.

— 1936. — Note sur le Callovien des Causses. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. VI, p. 7-10.

— 1944. — Les relations entre le bassin d'Aquitaine et le Jura au Portlandien inférieur. *Bull. Mus. Hist. Nat.*, p. 365-367.

— 1948. — *Géologie de la France* (Payot, édit.), Paris, 607 p., 131 fig. et cartes.

— 1950. — Histoire géologique du bassin de Paris. *Mém. Mus. Hist. Nat.*, nouv. sér., série C Sciences de la Terre, t. I, fasc. 1, 102 p., 15 fig.

ABRARD (R.) et AGALÈDE (H.), 1937. — Terrains jurassiques de la Feuille de Saint-Affrique. *C.R. Coll. Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, n° XXXIX n° 197, p. 155-158.

AGALÈDE (H.), 1936. — Note préliminaire sur la base du Jurassique moyen dans la partie méridionale de la Feuille de Saint-Affrique. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 31-32.

— 1937. — *a*) Voir ABRARD. — *b*) Les formations dolomitiques du Jurassique dans la région des Causses. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 232-233.

— 1939. — Les Causses majeurs. *Sc. Nat.*, vol. 1, n° 3, p. 80.

— 1944. — Mode de formation des calcaires dolomitiques du Jurassique moyen et supérieur dans la région des Causses majeurs. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LXXIX, p. 201-222.

ALBARÈDE (A.), 1890. — Notice géologique sur la ville du Vigan et ses environs. *Bull. Soc. Hist. Nat. Béziers*, vol. 13.

ALLARD, 1891. — Sur la découverte d'orbitolines dans le calcaire urgonien de Roquemaure. *Bull. Soc. Et. Sc. Nat. Nîmes*, t. XL.

ALLOITEAU (J.), 1948. — Polypiers des couches albiennes à grandes trigonies de Padern (Aude). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XVIII, fasc. 8-9, p. 699-739, 2 pl., 11 fig.

ANDERSON, 1944. — Mode de formation des calcaires dolomitiques du Jurassique moyen et supérieur de la région des Causses majeurs. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LXXIX, p. 201-222,

ARCHIAC (d'), 1855-1856-1857. — Résumé d'un essai sur la géologie des Corbières. *Journal de l'Institut*, 29 août, 5 et 12 sept., in-8°, 32 p., et *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XIII, p. 12.

— 1856. — Observations au sujet d'une lettre de M. Raulin. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 14 janv., p. 172-176.

— 1857. — Etude géologique sur les départements de l'Aude et des Pyrénées-Orientales. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XIV, p. 460.

— 1859. — Les Corbières. Etude géologique d'une partie des départements de l'Aude et des Pyrénées-Orientales. *Mem. Soc. Géol. Fr.* (2), t. VI, 420 p.

ASTRE, 1931. — Les grandes phases géologiques du domaine pyrénéen. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LXI, p. 363.

ASTRUC, 1737. — Mémoire pour servir à l'histoire naturelle du Languedoc. Paris, 1 vol. in-4°.

AUGÉ, 1788. — Note sur la bauxite, son origine, son âge, son importance géologique. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. X, p. 345.

AUTHELIN, 1899. — Feuille de Saint-Affrique. *C.R. Coll. Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. X, p. 506.

— 1900. — Feuille de Saint-Affrique. *C.R. Coll. Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, *t. XI*, n° 73, p. 143.

— 1902. — Feuille de Saint-Affrique. *C.R. Coll. Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, Campagne 1901-1902, t. XII, p. 65-67.

BARANTE, an X-an XI. — Statistique du département de l'Aude, in-8°, Paris. — Essai sur le département de l'Aude, in-8°, Genève.

BARRABÉ (L.), 1922. — Sur la présence de nappes de charriage dans les Corbières orientales. *C.R. Ac. Sc.*, t. CLXXV, p. 1081.

— 1923. — *a*) Feuille de Quillan, la Montagne de Tauch. *C.R. Coll. Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, Campagne 1922-1923, t. XXVII, n° 151, p. 23-30. — *b*) Sur l'origine charriée du massif liasique situé à l'Ouest de Narbonne. *C.R. Ac. Sc.*, t. CLXXVI, p. 1169. — *c*) Sur la continuité de la série charriée des Corbières orientales entre la Berre et Narbonne. *C.R. Ac. Sc.*, t. CLXXVI, p. 1902. — *d*) Feuille de

Toulouse au 1/320 000e, Tectonique des Corbières orientales. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XXVII, 1923, n° 151, p. 21-31, 3 fig.

— 1924. — Feuille de Quillan et feuille de Narbonne. *C.R. Coll. Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, Campagne 1923, t. XXVIII, n° 155, p. 23-32.

— 1926. — Feuille de Toulouse au 1/320 000e Corbières orientales, Massif de Mouthoumet. *C.R. Coll. Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, Campagne 1925, t. XXX, p. 11.

— 1929. — Excursion préliminaire du 30 septembre. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. IV, n° 29, p. 505-509.

— 1931. — *a*) Sur l'existence de trois termes comparables à ceux du Trias germanique dans les Corbières orientales. *C.R. Ac. Sc.*, t. 193, p. 1204. — *b*) Sur l'âge des conglomérats et marnes rouges de la région de Tuchan (Aude). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 85. — *c*) Feuille de Quillan, la Montagne de Tauch. *C.R. Coll. Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XXXIV, n° 179, p. 131-136.

— 1932. — *a*) Feuille de Quillan, la Montagne de Tauch. *C.R. Coll. Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XXXVI, n° 179, p. 313-318. — *b*) Feuille de Quillan, la Montagne de Tauch. *C.R. Coll. Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XXXVI, n° 187, p. 127.

— 1934. — Essai d'interprétation de la structure du Trias de la région de Gabian (Hérault). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, n° 16, p. 240-242, séance du 17 décembre.

— 1935. — *a*) Feuille de Narbonne. Le plateau Thanétien de Thezan. *C.R. Coll. Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XXXVIII, p. 79-85. — *b*) Sur la prolongation vers le Nord-Est des accidents pyrénéens reconnus au Sud du cours inférieur de l'Aude. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.* (5), t. V, p. 165-167.

— 1936. — Sur les variations de faciès de l'Eocène supérieur du Minervois. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.* (5), t. VI, p. 92-94.

— 1937. — Sur l'existence d'affleurements paléozoïques à l'extrémité méridionale de la chaîne de Fontfroide. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.* (5), t. VI, n° 9, p. 99.

— 1938. — *a*) La structure du bord méridional du bassin du Minervois. Feuille de Narbonne au 1/80 000e. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XXXIX, n° 197, p. 338-350, 4 fig. ; *C.R. Coll.*, Camp. 1937, p. 174-186. — *b*) Sur la structure de l'extrémité méridionale du chaînon de Saint-Chinian (Hérault). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, t. VIII, p. 14-16. — *c*) Remarque sur la similitude des calcaires vermiculés du Muschelkalk des Corbières orientales et des calcaires vermiculés du Trias de Chanteloube. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 15 sept., p. 271. — *d*) Sur l'interprétation tectonique du Sud du chaînon de Saint-Chinian (Hérault). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. VIII, p. 493-503, 4 fig.

— 1939. — *a*) Feuille de Narbonne. Constitution de la terminaison septentrionale dans la région de Portel des plateaux calcaires mésozoïques de Périllios, Pla de Val. *C.R. Coll. Bull. Serv. Carte,* Campagne 1938, t. XL, n° 199, p. 460-464. — *b*) Observations à une note de M. Gèze sur la tectonique de la région montpelliéraine. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* 20 févr., n° 4, p. 48.

— 1942. — *a*) Feuille de Perpignan. La terminaison de la nappe des Corbières orientales au voisinage du Massif du Mouthoumet. *Bull. Serv. Géol. Fr.,* t. XLIII, n° 211, p. 161-165. — *b*) Sur la structure de l'extrémité sud-ouest de la nappe des Corbières orientales. *C.R. Ac. Sc.,* 27 avr., t. CCXIV, p. 770-772.

— 1943. — *a*) Sur la présence de Muschelkalk fossilifère dans les Corbières orientales. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* 18 janv., n° 2, p. 8-10. — *b*) La structure de la bordure orientale du massif du Mouthoumet au Nord-Est de Tuchan. *C.R. Coll. Serv. Carte Géol. Fr.* (feuille de Perpignan), t. XLIV, n° 212, p. 309-314.

— 1944. — L'extrémité méridionale du bassin oligocène de Béziers, Narbonne, Sigean. *C.R. Coll. Bull. Serv. Carte Géol. Fr.,* t. XLV, n° 216, p. 319-323.

Barrabé (L.) et Schneegans (D.), 1935. — Rapport d'ensemble sur le gisement pétrolifère de Gabian (Hérault). *Ann. Office Nat. Combustibles liquides,* 1935, n° 4, p. 595, 662, 819, 987.

Barbier (R.), 1942. — Contribution à l'étude du Crétacé inférieur entre Lez et Salat (Ariège). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse,* t. LXXVII, 1er trim., p. 75-85.

Basse (E.), 1938. — *a*) Sur quelques mollusques crétacés des Corbières méridionales. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. IX, p. 35-38, 6 fig. pl. III. — *b*) Sur quelques invertébrés crétacés des Corbières méridionales. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. IX, p. 23-33, pl. II.

Baulig, 1923. — La deuxième édition de la feuille n° 209, Alais, de la carte géologique détaillée de la France au 1/80 000e, 4 pages.

— 1928. — Le plateau central de France et sa bordure méditerranéenne. *Etude morphologique* (Colin A., édit, Paris), in-8°, 591 p., 5 fig., 33 ph. II pl. text.

Beaufort (H.), Bruneau (J.), Greppin (A.), Jullian (Y.), 1954. — Ampleur de l'érosion pontienne et du comblement pliocène en Camargue. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* 5 avr., p. 149.

Bergougnoux (F.-M.) et Doubinger (J.), 1948. — Observations sur les Stipites de Balmarelesse (Aveyron). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. XVIII, p. 153-160, pl. VIII.

Bernard (F.), 1950. — Etude géologique de la région de Ganges, Brissac, Saint-Bauzille de Putois. Diplôme d'études supérieures, Université de Montpellier.

— 1953-1956. — Rapports inédits à la S.N.P.L.M.

BERTRAND (L.), 1904. — Observations au sujet d'une coupe du synclinal d'Amélie-les-Bains prise à Reynes, de M. ROUSSEL. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. IV, p. 344.

— 1907. — Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. *Bull. Soc. Carte Géol. Fr.*, t. XVII, n° 118, 183 p., 40 fig., 5 pl.

— 1908. — *a*) Esquisse de la structure et de l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. *A.F.A.S.*, 37e session. Clermont-Ferrand, p. 464-475. — *b*) Sur la tectonique des gorges de l'Aude en amont d'Axat. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. VIII, p. 510-519, 7 fig.

— 1911. — Sur la structure des Pyrénées occidentales et leurs relations avec les Pyrénées orientales et centrales. Essai de carte structurale des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. XI, p. 122-153, 6 fig., 1 pl.

BERTRAND (L.) et MENGEL (O), 1901. — Observations sur le synclinal d'Amélie-les-Bains. *C.R. Ac. Sc.*, t. CXXXIII, p. 1256-1257.

BERTRAND (M.), 1900. — *a*) Le bassin houiller du Gard et les phénomènes de charriage. *C.R. Ac. Sc.*, t. CXX, 8 p., 1 coupe, séance du 29 janvier 1900. — *b*) Bassin houiller du Gard. *Ann. des Mines*, 9e série, t. XVII, 5e livraison.

— 1908. — Mémoire sur les refoulements qui ont plissé l'écorce terrestre et sur le rôle des déplacements horizontaux. *Mém. Ac. Sc.*, t. L.

— 1923. — Sur quelques observations faites aux environs de Cette. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 17 déc., p. 209.

BERTRAND (P.), 1930. — Le sondage du Sanguinet (Gard). Livre jubilaire publié à l'occasion du centenaire de la Société Géologique de France, t. I, p. 119-132.

BIROT (P.), 1937. — Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles (Paris).

— 1948. — Sur les dépôts pliocènes du Roussillon. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 71-73.

— 1952. — Le problème des piedmonts. A propos du « Piedmont des Pyrénées françaises », de M. François TAILLEFER. *Ann. Géogr.*, t. LXI, p. 98-105.

BLAYAC (J.), 1922. — Note préliminaire sur quelques nouvelles observations relatives au Quaternaire du bas Languedoc. *C.R. Congrès A.F.A.S.*, Montpellier, 1922.

— 1929. — Le Trias de la vallée de la Tongue aux environs de Gabian (Hérault). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. XXIX, p. 499.

— 1936. — *a*) Terrasses quaternaires marines du littoral du bas Languedoc. *C.R. Congrès Soc. Sav. Paris et départ.*, Montpellier, 1936, p. 73-76. — *b*) Les conditions géologiques de l'étang de Thau. *C.R. Congrès Soc. Sav. Paris et départ.*, Montpellier, 1906, p. 77-78.

Bleicher, 1870. — Essai de géologie des Pyrénées, du Plateau central et des Vosges. Thèse (Vve C. Decker, édit.), Colmar, in-4°, 4 pl. hors-texte.

— 1872. — *a*) Etude de géologie pratique des environs de Montpellier. *Rev. Sc. Nat. de Montpellier*, t. I, n° 1, p. 63. — *b*) Sur l'horizon lacustre et fluvio-marin de l'Oolithe inférieure du Midi de la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXIX, 1871-1872, p. 298. — *c*) Essai de paléontologie de l'Oolithe inférieure des bords sud et sud-ouest du Plateau central. *Ann. des Mines*, t. I, p. 401 à 411. — *d*) Sur le passage du Jurassique au Néocomien dans le département de l'Hérault. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXIX, p. 660 (réunion extraordinaire à Nîmes). — *e*) Géologie des bassins secondaires et tertiaires de la région sous Cévennique. *Rev. Sc.* (2), 26 oct. 1872, 2e année.

— 1873. — Matériaux pour servir l'histoire du terrain crétacé inférieur de l'Hérault. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. II, p. 21.

Bonnard (E.), 1951. — V. Gubler.

Bonnard (E.), Clavier (B.), Trumpy (D.), Mainguy (M.), Hlaushek (H.), Séronie-Vivien (R.-M.), Vigneaux (M.), Cuvillier (J.), Michel (P.), Perebaskine (V.), Gottis (M.), Orgeval (M.), Marie (M.), Gubler (Y.). — Les possibilités pétrolières du Jurassique de l'Europe moyenne. Les problèmes français. IVe Congrès mondial du Pétrole, Rome, juin 1955, section I A3, p. 173-195, 2 tabl., 6 pl.

Bonnet (A.), 1948. — La région comprise entre Lunel, Sommières et Castries. Diplôme d'Etudes supérieures, Montpellier (inédit).

— 1945-1946. — Rapports inédits à la S.N.P.L.M.

— 1952. — Etudes dans le Néogène du bas Rhône. Att. del VII Convegno Naz Metano e del Petrolio Taormina, avril, 16 p.

Boule (M.), 1896-1897. — Feuille de Privas. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. VIII. *C.R Coll.*, Campagne 1895, p. 109-110 ; *C.R. Coll.*, Campagne 1896, p. 92-93.

— 1939. — Stratigraphie des terrains tertiaires et quaternaires du Roussillon. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, C.R. Coll., 1938, t. XL, n° 199.

Bourcart (J.), 1945. — Etude des sédiments pliocènes et quarternaires du Roussillon. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XLV, n° 218.

Bourcart (J.), 1948. — *a*) Sur la géologie sous-marine du Rech Lacaze Duthiers, canyon sous-marin du Roussillon. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXVI, p. 1827. — *b*) Résultats généraux des dernières études océanogra-

phiques sur le plateau continental français. Inter. Geol. Congress, London, Pt 8, p. 6-15.

— 1949. — *Géographie du fond des mers* (Payot, édit.), Paris, 303 p.

— 1950. — Le socle continental de Toulon à la frontière espagnole. Conf. C.R.E.O., n° 3, p. 10.

— 1952. — *a*) Rapport sur les canyons sous-marins de la région de Banyuls-sur-Mer. *Vie et Milieu,* suppl. n° 2, p. 165-168. — *b*) Contribution à la connaissance du socle sous-marin de la France le long de la côte méditerranéenne. XIXe Congrès Géol. Internat., Alger, sept. 1952, fasc. 4, p. 25-64.

Bresson (M.), 1893-1898. — Feuille de Carcassonne. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.* ; t. VI, n° 38, p. 67-68 ; t. VII, n° 44, p. 72-73 ; t. VIII, n° 53, p. 105-107 ; t. IX, n° 59, p. 75-78 ; t. X, n° 69, p. 45-47.

Boyer (P.) et Livet (G.), 1936. — Campagne de sondage effectuée par la Compagnie des Mines de la Grand-Combe pour la reconnaissance de la concession (résultats et observations techniques). *Bull. Soc. Ind. Min.,* n° 369, 1er mai 1936, p. 461-473.

Brousse (M.), 1930. — Sur la présence d'Hettangien inférieur à Aigladine, près de Mialet (Gard). *Bull. Soc. Sc. et Lett. d'Alais,* 1935, t. XLII.

— 1936. — Voir Brun (de).

— 1950. — Le Pliensbachien dans les Causses et sur le revers sud-est des Cévenne. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* 20 mars, p. 103.

Brousse et Laval (R.), 1943. — Le Callovien en bordure du Causse Méjean, au voisinage immédiat de Florac (Lozère). *Soc. Arts et Agriculture de la Lozère,* 2e trim., 7 p. (in-8° à Mende).

Brun (P. de), 1900. — Excursions géologiques aux environs d'Alzon. *Bull. Soc. et Sc. Nat.,* Nîmes, 1899-1900.

— 1909. — Voir Roman (F.).

— 1919. — Note sur un nouveau gisement de la zone, à Ludwigia Concava, dans le Languedoc. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* n° 6, 17 mars, p. 52.

— 1924. — Voir Roman (F.).

— 1929. — Note sur le Bathonien de Montchaud, près de Saint-Bres. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* n° 5, p. 67-69.

Brun (P. de) et Brousse (M.), 1936. — Le Lias de Valz, près Alès (Gard). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. de Lyon,* fasc. *XXXII,* mém. 27, 70 p., 6 fig. 1 carte en noir.

Brun (P. de), Chatelet, Cossmann. — Le Barrémien supérieur à faciès urgonien de Brouzet-les-Alais (Gard). *Mém. Soc. Géol. Fr.,* Mém. pal. 51, part. II.

Brun (P. de) et Marcellin. — Géologie des petites Causses entre Meyrueis et Mende, *A.F.A.S.,* Lyon, p. 295.

BRUN (P. de) et MARCELLIN (P.), 1934. — Etude stratigraphique des petites Causses des environs de Florac (Lozère). *Bull. Soc. Hist. Nat.*, Toulouse, p. 66.

BRUN (P. de) et VEDEL (P.), 1908. — Coupe de Pierremorte à la faille des Cévennes par Meyranne. *Bull. Soc. Et. Sc. Nat. Nimes*, t. XXXVII, 10 p., 2 coupes.

— 1909-1937. — Etude géologique et paléontologique des environs de Saint-Ambroix. *Bull. Soc. Et. Sc. Nat. Nimes*, t. XXXVII à XLVII, 1909-1926, et *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 1937, fasc. 16, p. 239.

BUXTORF (R.), 1930. — Géologie du front septentrional des Pyrénées au Nord de Saint-Girons (Ariège). *Bull. Soc. Hist. Nat. de Toulouse*, t. LIX, 1er fasc., p. 19-137, 3 fig., 3 pl.

CAIROL, 1871. — *a*) Notice géologique sur la Clape. *C.R. Ac. Sc.*, 3 juill., t. LXXIII. — *b*) Note sur l'étage du Gault dans les Corbières. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXIX, p. 68.

— 1872. — Recherches sur le Crétacé inférieur de la Clape et des Corbières. *Ann. Sc. Géol. Fr.*, t. III, 177 p., 28 fig., 2 pl.

CAPDECOMME (L.), 1942. — Sur les dolomies de la région de Bedarieux. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LXXVII, p. 198-202.

CARAVAN-CACHIN, 1887. — Age du soulèvement de la Montagne Noire. *C.R. Ac. Sc. Paris*, 28 mars, t. CIV, p. 923.

CAREZ (L.), 1883. — Sur l'Aptien et le Gault dans les départements du Gard et de l'Ardèche. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XI, p. 100-102.

— *a*) Remarque sur les rapports de l'Aptien et de l'Urgonien. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XI, p. 436-438. — *b*) Observations sur la note de M. TORCAPEL, sur l'Urgonien du Languedoc. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XI, p. 96. — *c*) Sur l'Urgonien et le Néocomien de la vallée du Rhône. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XI, p. 351.

— 1887. — Observations sur une note de M. VIGUIER, sur l'Albien supérieur des Corbièrs. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XV, p. 539.

— 1889. — *a*) Sur l'existence de recouvrement dans les petites Pyrénées de l'Aude. *C.R. Ac. Sc.*, t. XCIII, p. 1181-1183. — *b*) Phénomène de recouvrement dans les petites Pyrénées de l'Aude. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr. Bull.* (3), t. XXVII, p. 654-655. — *c*) Note sur l'existence de phénomènes de recouvrement dans les Pyrénées de l'Aude. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. I, n° 3, 7 p., 1 pl.

— 1891. — Sur quelques points de la géologie des Corbières. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XIX, p. 702-711.

— 1892. — Composition et structure des Corbières et de la région adjacente des Pyrénées *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XX, p. 470-506, pl. XIII-XVI.

— 1901. — Feuille de Quillan. *Bull. Cart. Géol. Fr.*, t. XI, n° 73, p. 92-96.

— 1902. — Feuille de Quillan. *Bull. Cart. Géol. Fr.*, t. XII, n° 85, p. 126-129.

— 1903-1909. — La géologie des Pyrénées françaises (6 fasc. et 1 suppl.). *Mém. Serv. Cart. Géol. Fr.*

— 1910. — *a*) Résumé de la Géologie des Pyrénées françaises. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. X, p. 670-681. — *b*) Etudes géologiques sur la feuille de Mauléon (Basses-Pyrénées). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. X, p. 73-90, pl. I-II.

— 1912. — Résumé de la géologie des Pyrénées françaises. *Mém. Soc. Géol. Fr.* (4), t. II, mém. n° 7.

Castéras (M.), 1929. — Sur la structure du massif de l'Agly (Pyrénées-Orientales). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. XXIX, p. 513-519.

— 1930. — *a*) Voir Jacob. — *b*) Révision des feuilles de Quillan, Foix et Bagnères-de-Luchon au 1/80 000e. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XXXIV, n° 177, p. 140-149.

— 1933. — Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales (thèse). *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XXXVII, n° 189, 525 p., 64 fig., IX pl. et cartes.

— 1934. — Sur la tectonique du versant Nord des Pyrénées. *C.R. Ac. Sc.*, t. CXCVIII, p. 377.

— 1945. — *a*) Observations relatives à la structure du chaînon de Saint-Chinian (Hérault). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 1945, t. LXXX, 1er et 2e trim., p. 119-144. — *b*) Sur la structure du chaînon de Saint-Chinian (Hérault). *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXI, p. 180-182. Séance du 6 août 1945.

— 1947. — Voir Gubler (Y.).

— 1949. — Observations sur la structure du revêtement crétacé et numulitique de la zone primaire axiale au Sud de Larrau et de Sainte-Engrace (Basses-Pyrénées). *Ann. Hébert et Haug.*, t. VII, (livre jubilaire Ch. Jacob), p. 43-49, 2 pl.

— 1950. — Exemples de discordance antécénomanienne dans les Pyrénées de l'Ariège. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LXXXV.

— 1952. — *a*) Phases de plissement dans les Pyrénées basques. *C.R. XIXe Congrès Géol. Intern.*, sept. 1952, Alger, section XIII, fasc. XIV, p. 143-164. — *b*) Esquisse structurale du versant Nord des Pyrénées. *C.R. XIXe Congrès Géol. Intern.*, sept. 1952, Alger, section XIII, fasc. XIV, p. 165-180, 1 pl.

Castéras (M.) et Villate (J.), 1954. — Sur un nouveau gisement de fossiles albiens dans les Corbières orientales. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LXXXIX, fasc. 1-2, p. 195-212, 1 pl.

CAYEUX (L.), 1896. — *a*) Structure bréchoïde du Tithonique supérieur du Sud de l'Ardèche. Preuves de son origine à la fois post-sédimentaire et chimique *C.R. Ac. Sc.*, juin.

— 1897. — *b*) Feuille d'Alès. *C.R. Coll. Serv. Cart. Géol. Fr.*, Campagne 1896-1897, bull. t. VIII, p. 50-55, 110-113.

— 1899-1900. — Feuille d'Alès. *C.R. Coll. Serv. Cart. Géol. Fr.*, bull. t. XI, n° 73, p. 173.

— 1931. — Origine épigénique des dolomies jurassiques des Pyrénées. *C.R. Ac. Sc.*, t. CXCII, p. 645-646.

CHARLES (R.-P.), 1948. — Le Lias de Basse-Provence occidentale. Etude paléontologique et paléobiologique. Thèse, Marseille, 199 p., 29 fig., 10 pl.

— 1950. — *a*) Le passage du Lias au Dogger en Basse-Provence occidentale. *Ann. Soc. Sc. Nat. Toulon*, t. III, p. 106-107. — *b*) Les Brachiopodes jurassiques de basse Provence occidentale. Etages méso et suprajurassiques. *Mém. Soc. Et. Pal. Paleth. Provence*, mém. n° 5, p. 32.

— 1951. — Paléogéographie des mers du Dogger en basse Provence occidentale. *Boletin da Sociedade Geologica de Portugal*, vol. IX, fasc. III, p. 145-160, Porto.

CHARLES (R.-P.) et PÉRISSE (M.-H.), 1949. — Les faciès du Dogger dans le département des Bouches-du-Rhône et contrées limitrophes. *Bull. Mus. Hist. Nat. Marseille*, t. IX, p. 191-211.

CHARTIER, 1892. — Note sur un crustacé des marnes du Turonien inférieur de Fontfroide. *Bull. Soc. Et. Sc. de l'Aude*, t. III, Carcassonne.

CHATELET. — Voir BRUN (de).

CIRY (R.), 1947. — Voir GUBLER (Y.).

CIZANCOURT (de), 1947. — Quelques problèmes de tectonique géométrique. *Rev. Inst. Fr. du Pétrole*, vol. II, n°s 1-2-3-5, p. 3-24, 81-98, 141-154, 252-254.

— 1948. — *a*) Interprétation géologique des anomalies et la pesanteur en Méditerranée. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXVI, p. 2164-2166. — *b*) Anomalies de la pesanteur et tectonique profonde des Pyrénées. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXVII, p. 76-78. — *c*) Essai d'interprétation de la tectonique profonde des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. XVIII, p. 271-284.

COLLOT (L.), 1875. — Sur le terrain jurassique dans l'Ouest du département de l'Hérault. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. III, p. 389.

— 1880. — Description géologique des environs d'Aix-en-Provence. Thèse, 234 p., Montpellier.

— 1884. — Sur une grande oscillation des mers crétacées en Provence *C.R. Ac. Sc.*, 10 nov., 4 p.

— 1887. — Age de la bauxite dans le Sud-Ouest de la France. *C.R. Ac. Sc.*, 10 janv.

— 1889. — *a*) Description du terrain crétacé dans une partie de la Provence. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XVIII, p. 49-102. — *b*) Notice explicative de la feuille d'Aix de la carte géologique détaillée de la France.

Coquand, 1861. — Rapports qui existent entre les groupes de la craie moyenne et de la craie supérieure de la Provence et du Sud-Ouest de la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XVIII, p. 133-162.

— 1862. — Sur la convenance d'établir dans le groupe inférieur de la formation crétacée un nouvel étage entre le Néocomien proprement dit (couches à Toxaster complanatus et à Ostrea couloni) et le Néocomien supérieur (étage Urgonien d'Alc. d'Orbigny). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XIX, p. 531-541.

— 1868. — *a*) Note sur la formation crétacée de la Montagne de la Clape, près de Narbonne. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXVI, p. 187. *b*) Note sur les assises qui, dans les Bouches-du-Rhône, sont placées entre l'Oxfordien supérieur et l'étage Valanginien (base du terrain crétacé). *C.R. somm. Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XXVI, p. 100.

— 1869. — *a*) Comparaison des terrains de Ganges (Hérault) avec d'autres terrains analogues et constatations des étages Kimméridgien et Portlandien fossilifères de la Provence. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXVI, p. 854-879. — *b*) Nouvelles considérations sur le calcaire jurassique à Diceras du Midi de la France, en réponse à la note de M. Hébert, du 9 novembre. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXVII, p. 73.

— 1875. — Note sur les calcaires coralliens à Terebratula repelliniana de la basse Provence et du Languedoc. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. III, p. 670-686.

Coquand et Boutin, 1869. — Sur les relations qui existent entre la formation jurassique et la formation crétacée des cantons de Ganges (Hérault), de Saint-Hippolyte, de Sumène (Gard). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXVI, p. 834-854.

Corroy (G.), 1924. — *a*) Saint-Germain, l'Ermitage, Bois commun, plaine d'Alais. Excursion du 11 septembre, réunion extraordinaire. S.G.F. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. XXIII, p. 466-469. — *b*) Rochebelle, Fontanes, Nord d'Alais, Saint-Martin-de-Valgalgues. Excursion du 12 septembre. *Id.*, p. 470-472, 1 coupe. — *c*) Molières, Gammal, Saint-Ambroix. Excursion 13 septembre. *Id.*, p. 473-481, 4 coupes.

— *d*) La Grand-Combe. Excursion 14 septembre. *Id.*, p. 482-483, 1 coupe. — *e*) Broujat, Le Serre de Bouquet, Seynes, Klippe de la Liquière. *Id.*, p. 484-487.

— 1934. — Un gisement de poissons liasiques fossiles aux Avelas. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, n° 16, p. 249-250.

— 1936. — L'Oxfordien et l'Argovien de Septêmes (Bouches-du-Rhône). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. VI, fasc. 4-5, p. 247-251.

— 1939. — Le Massif de la Sainte-Baume. Etude géologique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XLI, n° 201, 124 p., 39 fig., 7 pl., 2 cart.

— 1942. — Les plis couchés de Provence en face de la théorie de l'écoulement par gravité. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 207-208.

— 1952. — La couverture nord-provençale du Cap Sicié et de la basse Durance, XIXe Congrès géologique international, section XIII, Alger, sept. 1952, fasc. 14, p. 337-343, 1 pl.

CORROY (G.) et BAILLY (A.), 1946. — L'Océanographie du Crétacé inférieur dans les environs du chaînon de Concors, près Aix-en-Provence. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 16 déc., p. 330.

CORROY (G.) et DENIZOT (G.), 1935. — Guide géologique de la Provence occidentale. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, t. VIII, fasc. 1, 172 p., 34 fig., 4 pl.

— 1943. — La Provence occidentale. *Act. Sc. et Ind.*, n° 967, coll. A.-F. de LAPARENT (II, Hermann, Paris).

CORROY (G.) et GOUVERNET (Cl.), 1937. — Etude stratigraphique et tectonique des collines d'Auriol (Bouches-du-Rhône). *Ann. Fac. Sc. Marseille* (2), t. X, p. 57-116, 5 fig.

COSSMANN (M.), 1907. — Voir BRUN (de).

COX (L.-R.) et MAUBEUGE (P.-L.). — Révision de la faune de mollusques de l'horizon des « Stipites » (Bathonien saumâtre) du Larzac. *Mém. Soc. Et. Pal. et Paleth. Provence*, vol. XI, n° 4, p. 12, 2 pl., 1 fig. (Marseille).

CURUTCHET (J.), FARRANDO (A.), VIGNEAUX (M.) et WALTERS (R.-P.). — La découverte du champ de Parentis dans le Sud-Ouest de la France, IVe Congrès mondial du Pétrole, juin 1955, Rome, section 1 à 3, p. 197-214.

CUVILLIER (J.), 1951. — Voir GUBLER.

— 1952. — *a*) La notion de « microfaciès » et ses applications. *Atti VIIe Convegno Nat. Metano Petrolio Taormina*, avril. — *b*) Niveaux repères à algues calcaires dans la stratigraphie d'Aquitaine. Congrès Géol. Int., XIXe session, Alger, section XIII, p. 127-130.

— 1954. — *a*) Niveaux à Coprolithes de crustacés. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (6), t. IV, fasc. 1-3, p. 51-53. — *b*) A propos des corrélations stratigraphiques par microfaciès en Aquitaine occidentale. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (6), t. IV, fasc. 4-6, p. 233-235.

— 1955. — *a*) Sur l'origine des microdium. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 160, et *Bull.* (6), t. V, fasc. 4-6, p. 295-299. — *b*) Voir BONNARD.

CUVILLIER (J.) et DEBOURLE (A.), 1954. — *a*) Découverte du Jurassique terminal et du Néocomien en Aquitaine occidentale et méridionale. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 75-76. — *b*) Dispersion du Jurassique terminal et du Néocomien en Aquitaine occidentale. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 408.

CUVILLIER (J.) et SACAL (V.), 1951. — Corrélations stratigraphiques par microfaciès en Aquitaine occidentale. IIIe Congrès mondial du Pétrole, La Haye, 90 pl (E.-J. Brill).

DAGUIN. — Voir ROQUEFORT.

DALBIEZ (F.), 1951. — Etude géologique de la Clape (secteur central). Diplôme Ecole nat. sup. du Pétrole (inédit).

DEBOURLE (A.), 1954. — *a*) Voir CUVILLIER. — *b*) Voir CUVILLIER.

DEJEAN (Ch.), 1930. — Contribution à l'étude pétrographique du Crétacé marin de la région marseillaise. *Ann. Fac. Sc. Marseille* (2), t. IV, fasc. 3, p. 229-253.

DELAGE, 1893. — Voir ROUVILLE (de).

DEMANGEON (P.), 1956. — Importantes formations dues à des algues dans le Montien rouge (Vitrollien) du Midi de la France. *C.R. Ac. Sc.*, t. 242, p. 1905-1907.

DENIZOT (G.), 1929. — Feuille de Marseille au 1/80 000e : massif de Marseilleveyre et de Puget, Iles de Marseille, bordure infracrétacique de Carpiagne. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XXXIII, n° 176, p. 124-128.

— 1931. — *a*) Révision des feuilles de Marseille et d'Aix au 1/80 000e. *C.R. Coll.*, Campagne 1930 ; *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XXXIV, n° 179, p. 307-310. — *b*) Les affleurements crétaciques de la plaine d'Alès. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. I, p. 397-428, 5 fig., pl. 20 et 21, C.R. somm. de mars 1931.

— 1934. — Monographie géologique des environs de Marseille. Description des massifs de Marseilleveyre et de Puget. *Ann. Mus. Hist. Nat. Marseille*, t. XXVI (5), 237 p., in-4°, 5 pl., 1 carte 1/20 000e.

— 1935. — *a*) La tectonique de la Nerte et de l'Etoile, près de Marseille. *C.R. Ac. Sc.*, 3 juin, p. 1961-1963. — *b*) La tectonique du massif d'Allauch, près Marseille. *C.R. Ac. Sc.*, 17 juin, p. 2096-2098. — *c*) Les phases tectoniques successives aux environs de Marseille. *C.R. Ac. Sc.*, 1er juill., p. 90-92. — *d*) Voir CORROY (G.).

— 1937. — Affleurements crétaciques, brèche tectonique et brèche sédimentaire dans la plaine d'Alès. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. VII, p. 187-202, pl. 13-14.

— 1940. — Pliocène et Quaternaire du Bas-Rhône. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XLII, n° 203, p. 163-171.

— 1943. — Voir CORROY (G.).

— 1951. — Les anciens rivages de la Méditerranée française. *Bull. Inst. Océan*, Monaco, 5 mai, n° 992.

— 1952. — La tectonique du Crétacé moyen en Provence. XIXe Congrès Géologique international, section XIII, Alger, sept. 1952, fasc. 14, p. 343-351, 4 fig.

DENIZOT (G.), DEMANGEON, MATTEI, HOULEZ (F.), 1954. — Excursion géologique interuniversitaire, notice, Montpellier, sept. 1954, 61 p., 8 pl.

DEPERET (Ch.), 1885. — *a*) Description géologique du bassin tertiaire du Roussillon. Thèse, *Ann. Soc. Géol. Fr.*, t. XVII. — *b*) Note sur la géologie du bassin du Roussillon. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XIII, p. 462.

— Géographie générale du département de l'Hérault I Géographie physique. Soc. Languedoc. de Géogr.

— 1893. — Sur la classification et le parallélisme du système miocène. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XXI, p. 170-266.

— 1894. — Sur les plis tertiaires de la région de Saint-Chinian. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XXII, C.R. somm., p. 156.

— 1895-1896. — Feuilles de Montpellier et de Bedarieux. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, 44, VII.

— 1897. — Note sur le Pliocène et sur les éruptions basaltiques des vallées de l'Orb et de l'Hérault. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XXV, p. 641-662.

— 1899. — *a*) Feuille de Narbonne. *C.R. Coll. Cart. Géol. Fr.*, Campagne 1898. — *b*) Aperçu sur la géologie du chaînon de Saint-Chinian. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XVII, p. 686-709. — *c*) C.R. de l'excursion du 7 septembre, à Assignan et Barroubio, 1899. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XXVII (réunion extraordinaire de la Société géologique sur le versant méridional de la Montagne Noire), p. 709-711, 2 fig. — *d*) C.R. de l'excursion du 8 septembre à Pierrerue et Cazedarnes, *ibid.*, p. 712-714, 3 fig.

— 1900. — *a*) Bassins tertiaires du Rhône. *Livr. Guide Congrès Géol. Intern.* II, p. 6. — *b*) Feuille de Narbonne. *C.R. Coll. Serv. Cart. Géol. Fr.*, Campagne 1899.

— 1902. — Feuille de Narbonne. *C.R. Coll. Serv. Cart. Géol. Fr.*, Campagne 1901.

— 1903. — *a*) Aperçu géologique sur la montagne de Calce (Pyrénées-Orientales). *Bull. Soc. Agric. Sc.* et *Lett. des Pyrénées-Orientales*, t. XLIV, 1903. — *b*) Sur la limite jurassique crétacée dans la région des Pyrénées Orientales, et sur l'existence de deux époques distinctes de formation de calcaires à Couzeranite. *C.R. Ac. Sc.*, 28 déc. 1903.

— 1905. — *a*) Feuille de Perpignan. *C.R. Coll. Serv. Cart. Géol. Fr.*, Campagne 1904, t. XVI, n° 103-111, p. 94-97. — *b*) Feuille de Perpignan. *C.R. Coll. Serv. Cart. Géol. Fr.*, Campagne 1905, t. XVI, n° 103-111, p. 398-403.

— 1906. — Les anciennes lignes de rivage de la côte française de la Méditerranée. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. VI, p. 207-230.

DEPERET (Ch.) et MENGEL (O.), 1901. — A propos du Trias d'Amélie-les-Bains. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 13-43.

DESTOMBES (J.-P.), 1946. — L'Anticlinal de la Fontaine salée à Sougraigne (Aude). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. XVI, p. 371-374.

— 1948. — La couverture post-hercynienne du Massif de l'Arize. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. XVIII, p. 324-341.

— 1949. — Contribution à l'étude du Trias salifère de la région nord-orientale des Pyrénées. Les sondages de Fitou (Aude). Thèse, publication du *B.R.G.G.*, Paris, 144 p., 5 fig. 10 pl.

— 1950. — Le Trias d'Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales). LXIXe *Congrès A.F.A.S.*, Toulouse, Section Géol. et Minéral. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LXXXV, p. 251-253.

— 1951. — Le Trias au Nord d'Alès. Le sondage de Lacoste (Gard). *C.R. A. Sc.*, 18 juin 1951, t. CCXXXII, p. 2336-2338.

Dieulafait (L.), 1869. — *a*) Etude sur la zone à Avicula contorta et l'Infralias dans le Sud-Est de la France. *Ann. des Sc. Géol.*, I, p. 337-496, pl. 5-7. — *b*) Zone à Avicula contorta et Infralias dans le Midi de la France, à l'Ouest du Rhône (Ardèche, Lozère, Aveyron, Hérault). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXVI, p. 398-447, pl. 4, obs. Hébert, p. 447-454.

— 1871. — *a*) Note sur la Rynchonella peregrina d'Orb. et observations sur les calcaires à Chama et le Jurassique supérieur dans le Midi de la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXVIII, p. 80-84. — *b*) Observations sur la note de M. de Rouville relative à l'âge des calcaires de la Valette. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXIX, p. 17-19.

— 1881. — Les Bauxites, leur âge, leur origine. Diffusion complète du titane et du vanadium dans les roches de la formation primordiale. *C.R. Ac. Sc.*, t. XCIII, p. 804-807.

Doncieux (L.), 1898. — Note sur l'extension de l'étage de Rognac dans les Corbières orientales. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XXVI, p. 159-163.

— 1899. — Feuille de Narbonne. *C.R. Coll. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. X, n° 69, Campagne 1898, p. 49-53.

— 1900. — *Ibid.*, Campagne 1899, t. XI, n° 73, p. 65-69.

— 1901. — *Ibid.*, Campagne 1900, t. XII, n° 80, p. 45-48.

— 1902. — *a*) *Ibid*, Campagne 1901, t. XII, n° 85, p. 92-94. — *b*) Note sur l'extension de l'étage de Rognac dans les Corbières orientales. *Bull. Soc. Et. Sc. Aude*, t. XIII, p. 333-338.

— 1903. — *a*) Monographie géologique et paléontologique des Corbières orientales (thèse). *Ann. Univ. Lyon*, nouv. sér., I, Sc. et Méd., fasc. 11, 377 p., 9 fig., 8 pl., 1 carte. — *b*) Note sur les terrains tertiaires et le quaternaire marin du Sud-Est du département de l'Aude. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. III, p. 695-710, et *Bull. Soc. Et. Sc. de l'Aude*, t. XVI, p. 201-221.

— 1904. — Feuille de Perpignan. *C.R. Coll. Serv. Cart. Géol. Fr.*, Campagne 1903, n° 98, p. 95-99 et 131-136.

— 1905. — *a*) Feuille de Perpignan. *C.R. Coll. Serv. Cart. Géol. Fr.*, Campagne 1904, n° 105, p. 128-131. — *b*) Feuille de Perpignan. *C.R. Coll. Serv. Cart. Géol. Fr.*, Campagne 1904, n° 105, p. 98-99.

— 1906. — L'Eocène inférieur et moyen des Corbières septentrionales. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. VI, p. 449-460, et *Bull. Soc. Et. Sc. de l'Aude*, t. XX, p. 47-62.

— 1908. — Feuille de Perpignan. *C.R. Coll. Serv. Cart. Géol. Fr.*, Campagne 1907, n° 119.

— 1913. — Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France à Narbonne, dans les Corbières et le Minervois. C.R. excursions 29 sept.-3 oct. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 144-160.

Donze (P.), 1951. — Existence du faciès Purbeckien sur le Causse Méjean et dans la région de Prades. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXXIII, p. 1044-1045.

— 1952. — Présence d'une phase d'émersion dans le Jurassique supérieur des Causses Méjean et Sauveterre (Lozère). *C.R. Ac. Sc.*, p. 1297-1298.

Donze (P.) et Gottis (M.), 1954. — Observations stratigraphiques et paléogéographiques dans le Jurassique supérieur des grands Causses et de la Serrane. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXXVIII, p. 369-371, séance du 21 déc. 1953.

Doubinger (J.), 1948. — Voir Bergougnioux (F.-M.).

Douville (H.), 1889. — Sur quelques rudistes du terrain Crétacé inférieur des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XVII, p. 627-653, pl. 15-16.

— 1892. — Rudistes du Crétacé des Corbières. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XX, C.R. somm., p. 79.

— 1914. — Le Barrémien supérieur de Brouzet (part. III). *Mém. Soc. Géol. Fr. Mém. Pal.*, n° 52.

— 1928. — Le dôme triasique de Dax. *C.R. som. Soc. Géol. Fr.*, 16 avr. 1928, p. 112-114.

— 1930. — Le Crétacé inférieur dans le Béarn et la Bigorre. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. XXX, p. 213-237, 4 pl.

Douville (F.), 1945-1952. — Rapports inédits à la S.N.P.L.M.

Dreyfus (M.). 1936. — Feuille du Vigan : quelques observations sur la vallée de la Vis. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, n° 16, 7 déc., p. 269-270,

— 1937. — Rapport géologique des environs de Murviel-les-Montpellier. *Off. Nat. Comb. Liq.*, 12 juin (inédit).

— 1938. — *a*) Observations sur les feuilles du Vigan et de Montpellier, au 1/80 000e. *C.R. Coll. Serv. Cart. Géol. Fr.*, Campagne 1937, n° 197, p. 171-173, 2 fig. — *b*) Observations sur les feuilles du Vigan et de Montpellier. *Id.*, Campagne 1938, n° 199, p. 153-157, 4 coupes.

— 1939. — Remarques sur la géologie des régions marseillaise et Montpelliéraine. Note présentée au Congrès des Sociétés savantes de Franche-Comté, 11 juillet.

— 1940. — Observations sur la feuille de Montpellier. *C.R. Coll. Serv. Cart. Géol. Fr.*, bull. n° 203, p. 159-162.

— 1941. — *a*) Observations sur la série Pliocène des environs de Montpellier. *Bull. Ac. Sc. et Lett. Montpellier*, 10 mars. — *b*) Contribution à l'étude de quelques problèmes géographiques sur les environs de Montpellier. *Bull. Soc. Langued. Géogr.* (2), t. XII, fasc. 1 et 2, p. 53-100.

— 1943. — Une carte du pli de Montpellier entre la Colombière et le Salaison. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. XIII, p. 339-342, et C.R. somm., 8 novembre.

— 1945. — *a*) Au sujet de la série crétacé de la Bigorre. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. XV, p. 81-87. — *b*) Présence du quartz bipyramidés dans les calcaires du Jurassique supérieur du bas Languedoc. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 180.

Dreyfus (M.) et Gottis (M.), 1946. — Découverte du Maestrichtien marin dans le bassin de Villeveyrac (Hérault). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 8 avr., n° 7, p. 117-118.

— 1947. — *a*) A propos des couches marines du bassin de Villeveyrac. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 143. — *b*) Le bassin de Saint-Martin de Londres et l'Orogenèse de l'anticlinal du Pic Saint-Loup (Hérault). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 168, bull. (5), t. XVIII, p. 293-299.

— 1948. — Succession des phases de déformation en bas Languedoc. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXVII, p. 1388-1390.

— 1949. — *a*) Changements de faciès dans le Jurassique supérieur de la région du Pic Saint-Loup et de Viols-le-Fort (Hérault). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 24 janv., p. 20-22. — *b*) Style des déformations en bas Languedoc. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXVIII, p. 106-108.

Dreyfuss (M.), Mainguy (M.), Mauguy (V.), 1947. — Présence de Muschelkalk fossilifère en bordure des Cévennes, près de Lassalle (Gard). *C.R. Ac. Sc.*, 21 avr. 1947, t. CCXXIV, p. 1292-1293.

Dubar (G.), 1922. — Sur l'âge éo-crétacé des lambeaux rapportés au Lias inférieur au Sud de Lourdes. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 12 juin, p. 140-142.

— 1924. — *a*) Sur la présence du Bajocien à l'Ouest de Narbonne. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. XXIV, p. 25. — *b*) Observations sur les terrains secondaires à l'Ouest de Narbonne. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXIX, p. 53-66, pl. 1.

— 1925. — Etudes sur le Lias des Pyrénées françaises. Thèse, Lille. *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. IX, 332 p., 51 fig., 7 pl.

— *b*) Sur les formations du Lias et du Jurassique supérieur dans les Asturies. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 180, p. 215.

— 1927. — Les mouvements des mers dans les Pyrénées et dans le Nord de l'Espagne aux temps jurassiques. *C.R. XIV° Congr. Géol. Intern. Madrid*, sect. 2, p. 585.

— 1929. — Sur la transgression éo-crétacée dans les Pyrénées occidentales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. VI, p. 29, excursion préliminaire, 30 septembre.

DUBOUL-RAZAVET (C.), 1956. — Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du delta du Rhône. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 25, 234 p.

DUDAN (R.). — Rapports inédits à la S.N.P.L.M.

DUFRENOY, 1840. — *a*) Mémoire sur le calcaire jurassique du plateau du Larzac et des Cévennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XI, p. 373. — — *b*) Présentation du dessin de la carte géologique du Gard. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (1), t. XI, p. 381.

DUMAS (E.), 1846. — Notes sur la constitution géologique de la région supérieure ou Cévennique du département du Gard. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. III, p. 566 (réunion extraordinaire, Alès).

— 1875-1877. — Statistique géologique, métallurgique et minéralogique du département du Gard. Bertrand, Paris.

DUMAS (E.) et ROYS (de), 1846. — Compte rendu du procès-verbal de la réunion extraordinaire de la Soc. Géol. Fr. à Alais. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), sept. 1846 t. III, p. 559 bis,

DUMORTIER (E.), 1859. — Sur divers fossiles recueillis dans le terrain crétacé des Corbières. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2). t. XVI, p. 863.

— 1864-1874. — Etudes paléontologiques sur les dépôts jurassiques du bassin du Rhône (Savy, édit.), Paris, 4 vol., 8°, 190-254-350-338, p. 30-50-45, 62 pl.

— 1871. — Sur quelques gisements de l'Oxfordien inférieur de l'Ardèche (Savy, édit.), Paris, 1 br. in-8°, 85 p., 6 pl.

DUPLAN (L.), 1946. — La série Eocène du synclinal de Cessenon (Hérault). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 17 juin 1946, p. 232-234.

DUPLAN (R.), 1948. — Etude du Jurassique supérieur du flanc occidental du dôme de Quissac. Diplôme d'études supérieures, Montpellier, 1948 (inédit).

— 1948-1956. — Rapports inédits à la S.N.P.L.M.

DURAND-DELGA (M.), 1948. — Remarques sur la bordure nord orientale du Massif du Mouthoumet. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LXXXIII, p. 43-50.

EBRAY (Th.), 1872. — Etude sur l'îlot jurassique du Mas de l'air. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. I, p. 31-33.

ESPARSEIL (R.), 1940-1944. — Bassin du Minervois. *Bull. Soc. Et. Sc. de l'Aude*, t. XLIV, p. 55-72, 1940 et t. XLVII, p. 21-54, 1944.

EVESQUE (L.), 1903. — Note sur l'Infra-Lias de la commune de Saint-Jean-Valersicle. *C.R. Congr. Soc. Sav.*, 1903.

FABRE (E.), 1938. — Etude géologique du massif de la Gardiole. Diplôme d'Etudes supérieures, Montpellier (inédit).

FABRE (G), 1870. — Note sur les failles et fentes à Bauxite dans les environs de Mende. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXVIII, p. 516-518.

— 1873. — Sur les preuves de la submersion du Mont Lozère : l'époque jurassique. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. I, p. 306-326, pl. v.

— 1882. — Superposition anormale du Trias sur le Lias dans les Cévennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XI, p. 93-94.

— 1889. — Coupe de la Montagne de la Tessonne, près le Vigan (Gard). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XVII, p. 331-345.

— 1893. — *a*) Sur les modifications de faciès subies par les divers étages jurassiques dans la région des Causses. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XXI, p. 630. — *b*) Stratigraphie des petites Causses entre Gévaudan et Vivarais. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XXI. p. 640-674, 6 fig., pl. XXI-XXIII.

FABRE (G.) et CAYEUX (L.), 1901. — Feuille n° 209 d'Alais de la carte géologique détaillée de la France au 1/80 000e.

FABRE (S.), 1940. — Le Crétacé supérieur de basse Provence occidentale I Cénomanien et Turonien (thèse). *Ann. Fac. Sc., Marseille*, t. XIV, 355 p., 53 fig.. 10 pl.

FABRE (S.) et GOUVERNET (C.), 1943. — Présence et extension du Cénomanien dans le Sud de la région de Brignoles. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXV, p. 302.

FABER (J.), 1951. — Etude géologique des indices d'hydro-carbures de la vallée de la Vis (Hérault). Diplôme de l'Ecole nat. sup. du Pétrole et des Combust. liq., 22 déc.

FENAUX (A.), 1936. — Extension de la mer tertiaire dans les régions provençales et languedociennes. *C.R. Ac. Sc.*, 7 déc., t. CCIII, n° 23, p. 1270-1272.

FONDEUR (C.), GOTTIS (M.), ROUIRE (J.), VATAN (A.), 1952. — Quelques aspects de la dolomitisation au Jurassique et au Crétacé en France. XIXe Congrès Géol. Internat., section XIII, Alger, 1952, fasc. 15, p. 471-493, 10 fig.

FOURNIER (E.). — Voir VASSEUR.

GAUTHIER (M.), 1930. — Contribution à l'étude pétrographique du calcaire portlandien dans la région marseillaise. *Ann. Fac. Sc. Marseille* (2), t. IV, fasc. 3, p. 253-276.

GAY (G.), 1934. — Etude stratigraphique et tectonique de la région de Buèges. Diplôme d'études supérieures de Géologie, Montpellier (inédit).

GENSANNE, 1878. — Histoire naturelle de la Province du Languedoc, Montpellier, t. II et IV.

GEORGE (P.), 1936. — *a*) La Gardiole. Etude morphologique. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, n° 98, juin 1936, p. 92-98, 1 fig. — *b*) Etudes morphologiques sur le bas Languedoc. La région montpelliéraine. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, n° 100, nov. 1936, p. 130-139, 3 fig.

— 1938. — Etude géographique sur le bas Languedoc I. La région montpelliéraine. Etude morphologique, 1 vol., 141 p., 24 fig., 15 pl. (H.-G. Peyre, Paris).

GERMA (J.), 1945-1956. — Rapports inédits à la S.N.P.L.M.

— 1953. — Voir GOGUEL (J.).

GÈZE (B.), 1932. — Recherches spéléologiques aux environs de Montpellier. *Spelunca*, n° 3, Montpellier, p. 13.

— 1938. — *a*) Les sources mystérieuses des Monts de la Gardiole. La Géographie, t. LXIX, n° 4, p. 193-208, 5 fig. — *b*) La bordure méridionale du Causse de Viols-le-Fort (feuille de Montpellier). *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XL, n° 199, C.R. Coll. Campagne 1938, p. 143-152.

— 1939. — Sur la tectonique de la région montpelliéraine. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, n° 4, 20 févr., p. 46, 47, 48.

— 1949. — *a*) La dolomitisation des calcaires de la Montagne Noire et des Causses. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LXXXIV, p. 113-128. — *b*) Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales (thèse). *Mém. Soc. Géol. Fr.*, nouv. sér., t. XXIX, n° 62.

— 1951. — Sur la probabilité d'un gauchissement quaternaire important à la bordure méridionale de la Montagne Noire (vallée de la Cesse). LXXe Congrès A.F.A.S., Tunis.

GÈZE (B.), DURAND, DELGA (M.), CAVAILLE (A.), 1947. — Cycles sédimentaires et épisodes tectoniques d'âge secondaire dans les Causses méridionaux du Quercy. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXIV, p. 133-135.

GIRAUD (H.), 1912. — Gisement Bathonien au mas de Valtz, près Saint-Jean-Valeriscle et montée Vivaraise, in Vedel. *Bull. Soc. Et. Hist. Nat. Nîmes*, t. XL, p. 51.

GIRAUD-SOULAVIE (Abbé), 1784. — *Histoire naturelle du diocèse de Montpellier*, t. V.

GOGUEL (J.), 1936. — *a*) Extension des faciès urgoniens dans l'Ardèche. *C.R. som. Soc. Géol. Fr.*, p. 162-164. — *b*) voir ROMAN (F.).

— 1938. — *a*) Glissements sous-marins dans le Crétacé inférieur. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. VIII, p. 251, 1 pl. — *b*) Quelques observations sur la faille des Cévennes. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, n° 197, p. 164-170.

— 1943. — Essai d'une synthèse tectonique de la Provence. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. XIII.

— 1944. — Description géologique des Alpilles. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XLIV, n° 214.

— Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur du Sud-Est de la France. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XLIV, n° 215, 62 p., 43 fig.

— L'Urgonien. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XLIV, n° 215, p. 508-518.

Goguel (J.), Mainguy (M.), Gottis (M.), Germa (J.), 1953. — Discussion au sujet de l'article : « A Megabreccia formed by sliding in Southern France the M. O.J. Koop. » *Am. Journ. of Sc.*, nov. 1953, vol. 25, p. 831-832.

Gottis (M.), 1944-1956. — Rapports inédits à la S.N.P.L.M. et à la R.A.P.

— 1945. — Observations géologiques sur le Nord-Est du pli de Montpellier. Diplôme de l'Ecole nationale supérieure du Pétrole de la Faculté des Sciences de Strasbourg (inédit).

— 1946. — *a*) Voir Dreyfuss. — *b*) Voir Tintant.

— 1947. — *a*) et *b*) Voir Dreyfuss. — c) Voir Tintant.

— 1948. — *a*) et *b*) Voir Dreyfuss.

— 1951. — Voir Lombard.

— 1952. — *a*) Voir Fondeur. — *b*) Paléogéographie et tectonique du Mésozoïque anté-aptien en Languedoc, Causses et Provence occidentale. *Rev. I.F.P.*, nov. 1952, t. VIII, n° 11, p. 395-406.

— 1953. — Voir Goguel.

— 1954. — Voir Donze.
— 1955. — Voir Bonnard.

Gottis (M) et Tintant (H.), 1947. — Le Jurassique supérieur en bas Languedoc. *Rev. Inst. Fr. Pétrole,* mars 1948, n° 3, p. 76-82.

Gourret (P.), 1885. — Constitution géologique du Larzac et des Causses méridionaux du Languedoc. *Ann. Sc. Nat.* (Masson. édit.), Paris, XVI.

Gouvernet (Cl.), 1943. — Voir Fabre.

— 1952. — Tectonique des massifs hercyniens de la région de Toulon. XIXe Congrès Géol. Intern., section III, Alger, sept. 1952, fasc. 3, p. 27-42, 2 fig.

GRAND'EURY, 1890. — Géologie et paléontologie du bassin houiller du Gard, Saint-Etienne. 1890, in-4°, 354 p., 1 atlas, 22 pl., 1 carte au 1/20 000e.

GROSSOUVRE (de), 1902. — Géologie de l'Aude. *Bull. Soc. Et. Sc. de l'Aude*, 34 p., 2 fig., et *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1893 (3), t. XXI, p. 278, 1299 (3), t. XXVII, p. 129 ; *Bull, Soc. Géol. Fr.* (4), t. I, p. 430-431.

— 1905. — Observation à propos d'une note de M. A. TOUCAS, sur l'âge des dernières couches marines de la Provence et des Corbières. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. V, p. 79.

— 1912. — Sur le Crétacé des Corbières. *Bull. Soc. Et. Sc. Aude*, t. XXIII, p. 96-109.

GUBLER (Y.) et VATAN (A.), 1943. — Rythmes de sédimentation dans les zones de Nalzen, du Pech, de Foix et du Dreuilhe pendant les temps crétacés. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. XIII, p. 299-333, 1 fig., 2 tables, pl. XII et XIII.

GUBLER (Y.), 1955. — Voir BONNARD.

GUBLER (Y.), CASTÉRAS (M.), CIRY (R.), LAMARE (P.), 1947. — Sur l'âge des poudingues dits de Mendibelza, dans le bassin du Laurhibar, au Sud-Est de Mendive (Basses-Pyrénées). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 17 nov., p. 329-330.

GUBLER (Y.) et CHARPAL (de), 1955. — Une coupe du Jurassique supérieur au Pays Basque (région de Cambo à Saint-Esteban), feuilles de Bayonne-Mauléon-Orthez. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 132-135.

GUBLER (Y.) et SCHENEEGANS (D.), 1947. — a) Tectonique embryonnaire dans le domaine pyrénéen pendant les temps crétacés (Crétacé inférieur). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 21 avr., p. 130-130. — *b)* Tectonique embryonnaire dans le domaine pyrénéen pendant les temps crétacés (Crétacé supérieur). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 5 mai, p. 151-153.

HÉBERT, 1859. — Sur la limite inférieure du Lias et sur la composition du Trias dans les départements du Gard et de l'Hérault. Observ. de M. GRUMER. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XVI, p. 905.

— 1866. — Le terrain crétacé des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXIV, p. 323-380, pl. V, 12 fig.

— 1869. — Examen de quelques points de la Géologie de la France méridionale. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XVI, p. 905-918.

— 1879. — Le terrain crétacé des Corbières. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. VIII, p. 87-105.

HEIM (A.), 1923. — La prétendue nappe de recouvrement du bassin d'Alais (Gard) et l'origine des brèches urgoniennes dites mylonitiques. *Eclogae geologicae Helveticae*, t. XVII, p. 531, 1923.

HUPE (P.), 1936. — Caractères de la transgression aptienne et mouvements tectoniques intra-aptiens en Bigorre. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 132-133, et *Bull. Soc. Ramond*, Bagnères-de-Bigorre, 1938.

JACOB (Ch), 1923. — *a*) Sur le rattachement des recouvrements tertiaires de la région d'Alès au système pyrénéo-provençal. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. XXIII, p. 503-513. — *b*) A propos des brèches d'Aramon et de Barbentane, *id.*, p. 513-514.

— 1927. — Considérations sur la tectonique des Pyrénées. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LVI, II, p. 289-298.

— 1930. — Zone axiale versant Sud et versant Nord des Pyrénées. Livre jubilaire publié à l'occasion du centenaire de la Société Géologique de France, t. II, p. 389-410.

— 1940. — Discordances, transgressions et variations de faciès du Crétacé supérieur de la partie orientale des Pyrénées françaises. Mélanges Boncev, Sofia, 1940.

JACOB (Ch.), CASTÉRAS (M.), 1928. — Observations sur la partie orientale du versant Nord des Pyrénées. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LVII, p. 299-322.

JACOB (Ch.), MENGAUD (L.), ASTRE (G.), CASTÉRAS (M.), 1930. — Excursion du Centenaire de la Société Géologique de France dans les Pyrénées centrales et orientales, 38 p., Paris.

— Excursion dans les Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Soc Géol. Fr.* (4), t. XXX, p. 1323-1330.

JAUBERT, 1868. — Formation jurassique du versant Nord du Mont Lozère. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXVI, p. 216-264, 7 fig.

JEANJEAN (A.), 1879. — Etude de l'Oxfordien supérieur, le Corallien et le Néocomien inférieur dans les Cévennes. *A.F.A.S.*, session de Montpellier.

— 1881. — Le Corallien des Cévennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. X, p. 97.

— 1882. — Etudes sur les terrains jurassiques des basses Cévennes. *Mém. Ac. Nîmes* (7), t. V, p. 287.

— 1890. — Excursion géologique à la Cadière. Séance anniversaire. *Soc. Et. Sc. Nat. Nîmes*, 30 nov. 1889 (Roger et Lapporte), Nîmes.

— 1892. — *a*) Le Néocomien et le Tithonique. Excursion géologique de Quissac, à Pompignan (Gard). *Mém. Ac. Nîmes* (Roger et Lapporte), Nîmes. — *b*) Une excursion géologique à Durfort (Gard), (Roger et Lapporte), Nîmes.

— 1895.— Excursions géologiques aux environs d'Anduze. *Bull. Soc. Et. Sc. Nat. Nîmes*, 1894.

— 1896. — Excursion géologique et spéléologique aux environs de Ganges (Hérault). *Bull. Soc. Et. Sc. Nat. Nîmes*, n° 4, oct.-déc. 1896.

JEKHOWSKI (B. de). — Etude sur l'Albo-Aptien et la zone cénomanienne au Sud de Saint-Gaudens. Deuxième cahier de compte rendu des réunions de l'Association Française des Techniciens du Pétrole, oct. 1951 (2e partie).

JULIAN (Y.), 1946-1956. — Rapports inédits à la S.N.P.L.M.

— 1951. — Voir LOMBARD.

— 1952. — *a*) Microfaciès du Jurassique en bas Languedoc, XIXe Congrès Géol. Intern., Alger, sept. 1952, sect. XW, p. 177. — *b*) Voir BONNET (A.).

— 1954. — Voir BEAUFORT.

JULLIAN (M.). — De l'existence du terrain salifère triasique dans les environs de Narbonne. Texte manuscrit non référencé communiqué par L. BARRABÉ.

KEIZER (J.), 1954. — La géologie de la couverture sédimentaire du massif de l'Arize. *Leidse Geologische Mededelingen*, t. XVIII, p. 229-253. 16 fig., 1 tabl., 1 carte.

KILIAN (W.), 1888. — Système Crétacé. *Ann. Géol. Univ.*, t. IV, p. 247-362. Comptoir Géologique de Paris, Dagincourt & Cie, 15, rue de Tournon, Paris.

— Note sur les couches de passage du Tithonique au Berrias. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XVIII, p. 371.

— 1890. — Communication à la suite d'une excursion faite à Vogüe; Berrias, Chaumerac, Le Pouzin. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XVIII, p. 371-373.

— 1892. — Note sur les couches les plus élevées du terrain jurassique et de la base du Crétacé inférieur de la région Delphino-Provençale. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. I et II, p. 161-180.

— 1893. — Résumé de la succession des assises observées entre les Vans et Berrias (Ardèche). Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique de France, de Bagnols au Vans. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XXI, p. 682.

— 1898. — Observations au Mémoire de M. HAUG sur le Portlandien, le Tithonique et le Volgien. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XXVI, p. 429-430.

— 1910. — La faune des couches à H. Boissieri Pictet sp. (Berriasien pp = Valanginien inférieur) du Sud-Est de la France. *A.F.A.S.*, Congrès de Lille, 1909, p. 476-496.

— 1913. — Sur une carte de la répartition des faciès « urgoniens », dans le Sud-Est de la France. *Paléocrétacicum, Lethea geognostica*, 3e fasc.

— 1914. — *a*) Sur les faciès et lacunes sédimentaires de la bordure orientale du Massif Central. *C.R. Congrès des Soc. Sav.*, 1913, Paris, 1914. — *b*) Sur la Bathymétrie des mers liasiques dans les

Alpes occidentales et sur le Lias de la région delphino-provençale. *C.R. Congrès Soc. Sav.*, 1913, Paris (Impr. Nat.), p. 5-12.

KILLIAN (W.) et SAYN (G.), 1892. — Système crétacé. Revue pour les années 1889, 1890. *Ann. Géol. Univ.*, t. VII.

KOOP (O.J.), 1952. — A. Megabreccia formed by sliding in Southern France. *Amer. Journ. of Sc.*, vol. 250, nov. 1952, p. 822-828.

KRUIT (C.), 1951. — Aperçu de l'histoire récente du delta du Rhône. *C.R. IIIe Congrès Int. de Sédimentologie Wageningen*, p. 181-193.

LACVIVIER (C. de), 1884. — Etudes géologiques sur le département de l'Ariège et, en particulier, sur le terrain crétacé. *Ann. Sc. Géol. Fr.*, t. XV, 305 p.

— 1886. — Etude comparative des terrains crétacés de l'Ariège et de l'Aude. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XVI, p. 628-642.

— 1888. — Contribution à l'étude des terrains crétacés de l'Ariège et de l'Aude. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XVI, p. 246-255.

LAMARE (P.), 1945. — Sur l'âge des Poudingues dits de Mendibelza dans la haute vallée de la Nive et le massif de l'Enroçadée. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXI, 29 oct., p. 509-510.

— 1946. — Les formations détritiques crétacées de Mendibelza. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. XVI, p. 263-312 et 399-400.

— 1947. — Voir GUBLER.

LAMBERT (J.) et VALETTE (A. dom), 1934. — Etude de quelques Echinodermes crétacés de Bugarach (Aude), *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. IV, fasc. 1-3, p. 40-60, pl. VI.

LANQUINE (A.), 1929. — Le Lias et le Jurassique inférieur des chaînes provençales. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XXXII, n° 173, 381 p., 14 fig., pl. I à XII (paléont), pl. A à H (paysages), 1 table strat.

— 1935. — Le Jurassique moyen et supérieur des chaînes provençales. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XXXVIII, n° 191, 135 p., 3 fig., pl. XIII à XX (paléont.), pl. J à M (paysages), 1 tabl. strat.

LAPPARENT (A. de). — *Traité de Géologie*, 1re édit., 1883, Paris, (F. Savy), in-4°, 610 fig ; 2e édit., 1885, 2 vol.

LAPPARENT (A.-F. de), 1938. — Sur l'âge crétacé (Danien) de tous les gisements à dinosauriens du pied de la Montagne Noire. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.* (5), t. VIII, p. 288-290.

— 1946. — *a*) Les dinosauriens et crétacés du Sud-Est de la France. *C.R. Ac. Sc.*, 13 mai, t. CCXXII, p. 1185-1187. — *b*) Les dinosauriens du Crétacé supérieur du Midi de la France. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, t. XXVI, fasc. 4, n° 56, pl. IX-XIV, et *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 17 juin 1946, p. 220.

— 1948. — La Montagne d'Alaric (Aude) et ses entours. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XLVII, n° 224.

— 1949. — Position et âge des bauxites du pays de Fenouillet (Pyrénées-Orientales). *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXIX, p. 893-895, séance du 2 nov. 1949.

LAPPARENT (A.-F. de) et VINCENT (P.), 1953. — Preuve de l'âge Eocène du toit des bauxites de Bédarieux. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, n° 2, p. 17.

LAPPARENT (J. de), 1927. — La position stratigraphique des bauxites du pays de Fenouillet. *C.R. Ac. Sc.*, t. CLXXXV, p. 658-659.

— 1928. — Connaissance minéralogique des bauxites du pays de Fenouillet. *C.R. Ac. Sc.*, t. CLXXXVI, p. 1560-1561.

— 1930. — Les bauxites de la France méridionale. *Mém. Serv. Cart. Géol. Fr.*, n° 148.

LAVAL (R.), 1943. — Voir BROUSSE (M.).

LEENHARDT (F.), 1883. — Réponse à M. TORCAPEL, au sujet de la classification de l'Urgonien. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XI, p. 435-436.

— 1887. — Sur le Crétacé inférieur de la Clape (Aude). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XV, p. 742-755, 8 fig.

LEYMERIE (A.), 1864. — Note sur l'étage garumnien. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XX, p. 360-369.

— 1866. — *a*) Sur l'extension du type garumnien, sur la véritable place du plan de séparation, entre les étages inférieur et moyen du terrain tertiaire. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXIV, p. 308-315. — *b*) Note sur l'âge du système d'argiles rouges et de calcaire compact compris entre Bize et Saint-Chinian. *C.R. Ac. Sc.*, t. LXIII, p. 1069.

— 1868. — Mémoire pour servir à la connaissance de la division inférieure du Crétacé pyrénéen. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXVI, p. 277-336, pl. II et III.

— 1870. — Observations à la note de M. MAGNAN sur le terrain de la Craie dans les Pyrénées françaises et les Corbières. *C.R. Ac. Sc.*, t. LXX, p. 694.

— 1873. — *a*) Note sur les terrains supérieurs de la Montagne Noire et sur l'ensemble des dépôts supra-nummulitiques du bassin de Carcassonne. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. II, p. 68-81, pl. IV. — *b*) Sur la formation supra-nummulitique du bassin de Carcassonne. *C.R. Ac. Sc.*, t. LXXVII.

— 1877. — Mémoire sur le terrain crétacé du Midi de la France. *Rev. Scient. Nat. Montpellier* (1), t. VI.

— 1878. — Mémoire sur le type garumnien. *Ann. Soc. Géol. Fr.*, t. IX.

— 1879. — Description géognostique du versant méridional de la Montagne Noire dans l'Aude. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. VII, p. 157-196.

— 1880. — Aperçu géologique des Pyrénées de l'Aude. *Rev. Sc. Nat. Montpellier* (2), t. I et II.

LIVET (G.), 1936. — Voir BOYER.

— 1943. — Sur le terrain houiller du Gard (thèse). *Rev. Ind. Min.*, mars-octobre 1943.

LOMBARD (R.), JULLIAN (Y.), MAINGUY (M.), GOTTIS (M.), 1951. — Méthodes d'études et d'interprétation des séries à sédimentation calcaire prédominante. *III° Congrès Mondial du Pétrole*, La Haye, sect. I, p. 448-462.

LOUIS (J.), 1949. — Tectonique des terrains de couverture du bassin houiller du Gard dans la vallée de l'Auzonnet. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. XIV, p. 167-174, 2 fig.

LYS (M.), 1952. — Voir BONNARD (A.).

MAGNAN, 1867. — Note sur un chaînon qui réunit les Corbières à la Montagne Noire. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXIV, p. 721-724, pl. VI, fig. 2.

— 1868. — *a*) Sur une coupe des petites Pyrénées de l'Ariège. *C.R. Ac. Sc.*, t. LXVI, p. 428-432 et t. LXVII, p. 414. — *b*) Sur la craie du versant nord de la chaîne pyrénéenne. *C.R. Ac. Sc.*, t. LXVI, p. 1269-1273. — *c*) Note sur une deuxième coupe des petites Pyrénées de l'Ariège. Sur l'ophite (Diorite), roche essentiellement passive et aperçu sur les érosions et les failles. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXV, p. 709-714.

— 1870. — Sur le terrain de craie des Pyrénées françaises et des Corbières. *C.R. Ac. Sc.*, t. LXX, p. 537.

— 1871-1873. — Mémoire sur la partie inférieure du terrain de craie des Pyrénées françaises et des Corbières. *Mém. Soc. Géol. Fr.* (2), t. IX, n° 3, 82 p., 2 pl.

— 1872. — *a*) Sur la partie inférieure du terrain de craie (néocomien, aptien, albien) des Pyrénées françaises et des Corbières. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXIX, p. 47-63. — *b*) Note sur la base des formations secondaires (Permien et Trias) dans les Corbières et dans le chaînon qui réunit ce massif à la Montagne Noire. *C.R. Ac. Sc.* et *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXIX, p. 315-330. *c*) Observations à propos de deux notes de H. CAIROL sur le terrain crétacé de la Clape et des Corbières. *C.R. Ac. Sc.*, t. I et II.

— 1874. — Matériaux pour une étude stratigraphique des Pyrénées et des Corbières. Les roches ophitiques et les terrains qui les renferment. Remarques sur la formation des montagnes pyrénéennes et corbiériennes, et notamment sur l'importance des failles et des érosions. *Mém. Soc. Géol. Fr.* 2), t. X, n° 1, 112 p., 4 pl.

MAINGUY (M.), 1946. — Voir TINTANT.

— 1947. — Voir DREYFUSS.

— 1951. — Voir LOMBARD.

— 1955. — Voir BONNARD.

MARGERY (de), 1890. — Notes sur la structure des Corbières. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. II, n° 17, 36 p.

MARGERY (de) et SCHRADER (Fr.), 1892. — Aperçu sur la structure géologique des Pyrénées. *Ann. Club. Alp. Fr.*, t. XVIII, p. 557-619.

MAUBEUGE (P.-L.), 1949. — *a*) Sur la paléontologie de l'horizon des Stippites du Larzac. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.* (5), t. XIX, p. 209-210. — *b*) Voir COX (L.-R.).

MAUGUY (V.), 1946-1950. — Rapports inédits à la S.N.P.L.M.

— 1947. — Voir DREYFUSS.

MAZAURIC (M.-F.), 1898. — Le Gardon et son cañon inférieur. *Mém. Soc. Spél.*, avr. 1898, t. II, n° 12,

MENGEL (O.), 1901. — Voir BERTRAND.

— 1911. — A propos du Trias d'Amélie-les-Bains. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 13-43.

— 1922. — Les tremblements de terre des Pyrénées-Orientales en 1922. *Ann. Inst. Phys. du Globe de Strasbourg, Séismologie*, p. 59-64.

— 1925. — Nouveaux aperçus sur la structure géologique des régions de Galamus et de Fourtou (Aude). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. XXV, p. 67-81.

— 1929. — Etude séismotectonique des Pyrénées et des Alpes occidentales (thèse), Strasbourg, 78 p., 5 fig.

MICHEL (P.) et PEREBASKINE (V.), 1955. — Le Jurassique rencontré dans les sondages de la Régie Autonome des Pétroles et de la Société des Pétroles de la Garonne. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, vol. X, n° 5, p. 305-317.

MILLOT (G.), 1941. — Terminaison Nord du bassin d'Alès et structure du bassin à lignites et shistes bitumineux de Vagnas. Diplôme d'Etudes supérieures, Paris, 30 p.

MIQUEL (J.), 1867. — Note sur la géologie des terrains tertiaires du département de l'Hérault. Le Miocène dans le canton de Capestang et la vallée de Cruze. H. Azaïs, impr., Béziers, 38 p.

— 1896. — Note sur la géologie des terrains secondaires et tertiaires du département de l'Hérault. *Bull. Soc. Hist. Nat.*, Béziers. p. 32-74.

MONESTIER (J.), 1915. — Sur le Lias moyen de la région du Sud-Est de l'Aveyron. *Mém. Soc. Lett. Sc. et Arts Aveyron.*

— 1920. — Sur la stratigraphie paléontologique du Toarcien supérieur dans la région du Sud-Est de l'Aveyron. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. XX, p. 280-312.

— 1921. — *a*) Ammonites rares ou peu connues et Ammonites nouvelles du Toarcien supérieur du Sud-Est de l'Aveyron. *Mém. Soc. Géol. Fr., Paléontologie,* t. XXIII, fasc. 2, n° 54, 44 p.,

— 1931. — Ammonites rares ou peu connues et Ammonites nouvelles du Toarcien moyen de la région du Sud-Est de l'Aveyron. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, nouv. sér., t. VII, n° 15, p. 1-60, 9 pl.

— 1934. — Les Ammonites du Domérien de la région du Sud-Est de l'Aveyron et de quelques régions de la Lozère, à l'exclusion des Amaltheïdes. *Mém. Soc. Géol.*, nouv. sér., t. X, fasc. 3, mém. n° 23, p. 1-102, pl. I-XI.

MONGIN (D.) et TROUVE (P.), 1953. — Le Valanginien inférieur calcaire du grand cañon du Verdon (Basses-Alpes). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (6), t. III, fasc. 1-3, p. 223-241.

MORET (L.) et ERRENGER (L.), 1943. — Spongiaires siliceux du Crétacé inférieur du Sud-Est de la France. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 38.

NAIF (R.), 1944-1947. — Rapports inédits à la S.N.P.L.M.

NICKLES (R.), 1894. — a) Feuille de Bédarieux. *C.R. Coll. Serv. Carl. Géol. Fr.*, t. VI, Campagne 1893, n° 38, p. 65. — *b*) Feuille de Bédarieux, *id.*, t. VII, p. 70.

— 1896. — Feuille de Bédarieux, *id.*, t. VIII, p. 103.

— 1898. — Feuille de Bédarieux *id.*, t. X, p. 345.

— 1899. — *a*) Compte rendu de l'excursion aux environs de Mas Capel. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XXVII, p. 720. — *b*) Compte rendu de l'excursion du 10 septembre à Bédarieux (Hérault), *id.*, p. 371. — *c*) Sur la tectonique des terrains secondaires dans la région de Clermont-l'Hérault, *id.*, p. 771. — *d*) Sur le lambeau secondaire de Fouzilhon Gabian. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XXVII, p. 745-746. — *e*) Excursion au Roc des Vierges, *id.*, p. 780.

— 1901. — Feuille du Vigan. *C.R. Coll. Serv. Carl. Géol. Fr.*, t. XII, n° 80, p. 55.

— 1902. — *a*) Feuille de Saint-Affrique. *C.R. Coll. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XII, n° 81, p. 85, et *C.R. Ac. Sc.*, 31 oct. — *b*) Feuille du Vigan « sur les plis couchés des environs de Saint-Jean-de-Buéges ». *C.R. Coll. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XIII, n° 91, p. 84-85.

— 1907. — Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France dans les Cévennes. La région plissée de Saint-Jean-de-Buéges. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. VII, p. 619-631, 13 fig., pl. XVIII.

— La série liasique de la région de Tournemire (Aveyron). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. VII, p. 569-583.

— 1908. — Hettangien et Sinemurien du Mas du Pré, près de Nant. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. VII, p. 589-595.

NOUGARÈDE, 1951. — Etudes sur l'Albo-Aptien de la zone cénomanienne au Sud de Saint-Gaudens. Association française des Techniciens du Pétrole, réunion géologique, oct. 1951, *C.R.*, 2e cahier.

OPPEL (A.), 1852. — Geologische Studien in Ardèche Departement. *Pal. Mittheil. a. d. Mus. d. K. Bayen. States*, I, p. 305-322, 1 fig.

PARRAN, 1856. — Note sur les formations secondaires des environs de Saint-Affrique. *Ann. Mines* (5), t. X, p. 91.
1859. — Sur deux sondages exécutés dans le Gard. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XVII, p. 115-119.

— 1878. — Sur les dolomies jurassiques des Cévennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. VI, p. 564-565.

PELLAT (E.), 1903. — Le Néocomien et le Barrémien entre Mons et Brouzet (Gard). Sur l'Aptien des environs d'Uzes et le Barrémien de Lussan (Gar). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. III, p. 119-127.

— 1905. — *a*) Sur la partie supérieure de l'Aptien de Laval-Saint-Roman (Gard) et sur le gisement de l'Actinometra vaganensis de Loriol. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. V, p. 564-565, 1 fig. — *b*) La partie supérieure de l'Aptien du Gard telle que l'a décrite M. CAREZ appartient-elle à l'Aptien ou au Gault. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. V., p. 565-566.

PELLAT et COSMAN, 1907. — Le Barrémien à faciès Urgonien de Brouzet-les-Alais. *Mém. Soc. Géol. Fr., Paléont.*, n° 37, 42 p., 9 fig., 6 pl.

PELLET (L.), 1875. — Etudes géologiques sur la Montagne de la Tessonne. *Bull. Soc. Sc. et Lett. Alès.*

PICARD (Th.), 1863. — Note sur l'étage Barrémien. *Arch. Phys. Sc. Nat. Genève.*

— 1867. — Nouveaux documents sur les limites des périodes jurassiques et crétacés. *Arch. Bibl. Univers. Genève.*

— 1889. — Résumé descriptif de la géologie du Gard. *Bull. Soc. Et. Sc. Nat. Nimes*, 1889.

— 1896. — Géologie du Gard, classifications nouvelles des formations sédimentaires. *Bull. Soc. Et. Sc. Nat. Nîmes*, 94 p. 1 table, 1 carte, 1/480 000e.

PICTET (J.-F.) et CAMPICHE (G.), 1867. — Etudes paléontologiques sur la faune à Terebratula diphyoïdes de Berrias (Ardèche). Mélanges paléontologiques, t. I, 2e livraison, Genève. *Ext. Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. XVII, p. 41-131, 1 fig., pl.VIII-XXVIII.

PFENDER (J.), 1927. — Sur la présence de Clypeina. Mich., dans les couches de passage du Jurassique au Crétacé en basse Provence calcaire, de son identité avec l'organisme A du Purbeckien marin au Salève (FAVRE et JOUKOWSKI). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. XXVII, p. 89-94, 1 pl.

— 1930. — *a*) Sur la présence d'une Solenopore dans l'Urgonien du Sud-Est de la France. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 17 févr. 1930, p. 101-105. — *b*) Les Solenopores du Jurassique supérieur en basse Provence calcaire et celles du bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, C.R. 7 avr. 1930, p. 149-163.

— 1932. — Sur la présence de Natica Leviathan Pict et Camp dans les calcaires portlandiens de la région marseillaise. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 2 mai.

— 1936. — Sur un organisme constructeur des calcaires crétacés et nummulitiques Pseudolithothamnium album nov. gen. nov. sp. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. VI, fasc. 4-5, p. 303-309, pl. XIX.

— 1938. — Les Foraminifères du Valanginien provençal. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. VIII, p. 235-236.

— 1939. — Sur la répartition d'une Codiacée jurassique Cayeuxia Frollo. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, n° 9, p. 122-123.

PLEGAT (R.), 1952. — Etude tectonique des terrains secondaires de la région de Clermont-l'Hérault. Diplôme d'Etudes supérieures. Montpellier.

RECH-FROLLO, 1938. — Sur un genre nouvau de Codiacée. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. VIII, p. 269-271, pl. XVIII.

— 1947. — Le Maestrichtien du domaine sous-pyrénéen à l'Est de Saint-Gaudens, caractères pétrographiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. XVII, fasc. 7, 8, 9, p. 453-460.

— 1948. — *a*) Le Montien rouge du sillon nord pyrénéen. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 2 févr., p. 56-57. — *b*) Conditions lacustres en milieu marin : le Danien de la partie orientale du sillon nord pyrénéen. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. XVIII, fasc. 1, 2, 3, p. 115-123.

— 1952. — Phénomènes épigéniques dans les calcaires toarciens de Saint-Antonin (Aveyron). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (6), t. II, p. 77-81.

RESSOUCHE (C.), 1910. — Horizon fluvio-lacustre du sommet de l'Hettangien en Lozère. *Bull. Soc. Et. Sc. Nat. Béziers*, vol. 32.

REYNES, 1868. — Essais de paléontologie aveyronnaise. 1 vol. in-8°, 110 p., 7 pl., Paris.

ROCH (E.), 1927. — Etude stratigraphique et paléontologique de l'Aptien inférieur de la Bedoule, près Cassis, (Bouches-du-Rhône). *Mém. Soc. Géol. Fr.*, nouv. sér., t. IV, fasc. 1, feuilles 1 à 5, mém. n° 8, p. 1 à 37, pl. I à V.

ROMAN (F.), 1897. — *a*) Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le bas Languedoc (thèse). *Ann. Univ. Lyon*, t. XXXIV, 366 p., 49 fig., 9 pl.
b) Voir PAQUIER.

— 1901. — *a*) Voir SAYN. — *b*) Feuille du Vigan. *C.R. Coll. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XII, n° 80, p. 56-57.

— 1902. — Feuille du Vigan. *C.R. Coll. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XII, n° 81, p. 111-112.

— 1903. — Contribution à l'étude des bassins lacustres de l'Eocène et de l'Oligocène du Languedoc. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. III, p. 546-616, pl. XIX-XX.

— 1904. — Voir SAYN.

— 1910. — *a*) Réunion Soc. Géol. dans le Gard. *Bull. Soc. Hist. Nat. Nîmes*, t. XXXVIII. *b*) Excursions à Brouzet et à Saint-Just, Ex. dans le bassin d'Alès et aux environs de Nîmes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. X, p. 892-955.

— 1912. — L'histoire géologique du département du Gard (Ext. de Nîmes et le Gard). *A.F.A.S.*, août 1912.

— 1913. — Etude sur la faune de Cephalopodes de l'Aalénien de la vallée du Rhône (zone à Ludwigia concava). *Ann. Soc. Linn. Lyon*, t. LX, p. 45-69, pl. I-IV.

— 1921. — Voir RICHE (A.).

— 1929. — Etudes des terrains jurassiques et crétacés de l'Ardèche et des terrains quaternaires des environs de Valence. *Bull. Soc. Géol. et Miner. Bretagne*, t. X, p. 13-49, 3 fig.

— 1930. — Excursions de la vallée du Rhône. C.R. Excurs. Géol. organisée à l'occasion du centenaire. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. XXX, p. 1247-1254, 4 fig.

— 1932. — Une excursion dans la moyenne et la basse vallée du Rhône (en coll. avec G. DENIZOT, pour la cinquième journée). *Les Etudes rhodaniennes*, vol. VIII. n° 1-2, p. 41-77, 11 fig.

— 1935. — La faune des minerais de fer des environs de Privas. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, fasc. 27, mém. 23, 52 p., 5 fig., 8 pl.

ROMAN (F.) et BRUN (P. de), 1909. — Note sur le Jurassique inférieur et moyen des environs de Saint-Ambroix. *Ann. Soc. Linn. de Lyon*, t. LXI, p. 51-92, 2 fig.

— 1924. — Etudes sur le Callovien de la vallée du Rhône. Le Callovien de Naves. *Trav. Lab. Géol. Lyon,* fasc. 6, mém. 5, 128 p., 30 fig., XII pl.

ROMAN (F.) et GENNEVAUX, 1907. — Note sur un nouveau gisement de mammifères éocènes aux environs de Montpellier. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. VII, p. 13-23.

— 1912. — Etudes sur les terrains jurassiques de la région du Pic Saint-Loup. 1er fasc. : Jurassique inférieur et moyen, Montpellier, 101 p., 8 pl. ; *Bull. Soc. Langued. Géogr.* et Librairie Louis Vallat.

ROMAN (F.), LONGCHAMBON (H.), VIRET (J.), 1937. — Excursion interuniversitaire à Lyon, dans la Drôme et dans l'Ardèche, in-8°, 69 p., 12 fig., Lyon (Bosc & Riou, édit.).

ROMAN (F.) et VEDEL (L.), 1914-1918. — Observations sur quelques fossiles du Toarcien et de l'Aalénien des environs de Saint-Ambroix, recueillis par M. VEDEL. *Bull. Soc. Et. Sc. Nat. Nimes,* t. XLI, p. 121-125.

ROQUEFORT (C.), 1924. — Note préliminaire sur la stratigraphie du lambeau jurassique de Fouzilhon. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* p. 66-67.

— 1928. — Le Lias moyen et supérieur dans le Nord de l'Hérault. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* n° 2, p. 16-18, 23 janv.

— 1932. — *a*) Le Lias et le Jurassique de la région de Bédarieux. *Bull. Soc. Hist. Nat. Béziers.* — *b*) Contribution à l'étude du Lias calcaire des Causses cévenols. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* n° 3, p. 34-35, 1er févr.

— 1934. — Contribution à l'étude de l'Infralias et du Lias inférieur des Causses cévenols. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), p. 581-585.

— Contribution à l'étude de l'Infralias et du Lias inférieur des Causses cévenols. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. IV, p. 573.

ROQUEFORT (C.) et DAGUIN (F.), 1929. — Le Lias moyen et supérieur du versant Sud du Causse du Larzac. Etude d'une faune de l'Aalénien inférieur. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. XXIX, p. 251-261, pl. XXII-XXIII.

ROUIRE (L.), 1928. — Lignites du Larzac. *Mém. Soc. Lett. Sc. et Arts Aveyron,* t. XXII, Rodez.

ROSSUM (Van B.), 1954. — Géologie du pli de Montpellier au Sud de Saint-Paul-et-Valmalle (Hérault). Uitgeverig excelsior - S. Gravenhague.

ROUSSEL (J.), 1885. — Notes sur le Crétacé supérieur et le Tertiaire des départements de l'Ariège et de l'Aude. *Bull. Soc. Arieg., Sc. Lett. Arts.*

— 1887. — *a*) Etude sur le Crétacé des petites Pyrénées et des Corbières. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XV, p. 601-639, pl. XXI-XXII. —

b) Sur la composition du Danien supérieur et de l'Eocène des petites Pyrénées, des Corbières et de la Montagne Noire. *A.F.A.S.*. Toulouse.

— 1890. — Observations sur les terrains primaire et secondaire des Corbières. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XIX, p. 184-204.

— 1893. — Etude stratigraphique des Pyrénées. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr,* n° 35, t. V.

— 1895. — Description de la formation secondaire et tertiaire d'Amélie-les-Bains. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XXIII, C.R. somm. p. 25-26.

— 1897. — Etude stratigraphique des massifs montagneux du Canigou et de l'Albère. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.,* t. VIII, n° 50-55, p. 290-291.

— 1900. — Contribution à l'étude géologique des Pyrénées. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.,* t. XI, p. 233-256.

Rouville (P. de), 1853. — Description géologique des environs de Montpellier. Thèse, Montpellier.

— 1857. — Description d'une espèce nouvelle d'Ancyloceras de l'étage Néocomien de Claret. *Mém. Acad. Sc. Montpellier,* t. III, p. 228.

— 1868. — Compte rendu de la course faite à La Valette, Saint-Gély, Grabels, Fontcaude, Caunelles et carte des environs de Montpellier. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXV, p. 879-933. Réunion extraordinaire à Montpellier.

— 1871. — Sur l'âge des calcaires de La Valette, près de Montpellier et de la Rynchonella pérégrina. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXIX, p. 16.

— 1872. — Sur le Néocomien du département de l'Hérault. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXIX, p. 723.

— 1876. — Carte géologique de l'Hérault au 1/80 000e (4 feuilles accompagnées d'une notice géologique du département de l'Hérault).

— 1877. — Essai d'une histoire progressive du département de l'Hérault. *Rev. Sc. Nat.,* Montpellier (I), t. VI, p. 261.

— 1883. — Quelques mots sur le Jurassique supérieur méditerranéen. *Rev. Sc. Nat. Montpellier* (III), t. II.

— 1886. — Le poudingue de Palassou. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XIV, p. 584-586.

— 1894. — L'Hérault géologique. 148 p., 1 carte couleur 1 500 000e, 1 pl., coupes, Impr. Ricard, Montpellier.

— 1895. — Sur la tectonique de l'Hérault. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XXIII, p. 288-298.

— 1896. — Atlas d'anatomie stratigraphique du territoire de l'Hérault, 2 vol.

— 1897. — Note sur l'Infra-Crétacé des environs de Montpellier. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XXV, p. 755-759.

— 1899. — L'Infra-Crétacé sur la feuille de Montpellier. *Mém. Ac. Sc. Lett. Montpellier* (2), t. II, p. 1-8, 1 carte, Montpellier, Impr. Ch. Borhm.

— 1900. — *a*) Sur l'Infra-Crétacé de la feuille de Montpellier. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XXVIII, p. 44, 22 janv. — *b*) Une solution paléontologique, le Serpulit. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XVIII, p. 495, 21 mai. — *c*) Le Bartonien sur la feuille de Montpellier. Un dernier mot sur les calcaires miroitants. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XXVIII, p. 602-608.

Rouville (P. de) et Delage, 1893. — Géologie du Pic Saint-Loup. *Mém. Ac. Sc. Montpellier* (2), t. I.

Rouville (P. de) et Viguier, 1889. — Explication de la carte géologique de l'Aude. 1 vol. in-8°, Ch. Borhm, Montpellier.

Roys (de), 1845. — Sur l'âge des grès inférieurs du Lias des Cévennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. III, p. 44.

Sarran, 1880. — Note sur l'outillage employé dans quelques sondages du bord de l'Hérault et des Bouches-du-Rhône. *Bull. Soc. Ind. Miner.* (2), t. IX, 3e livraison.

Sarran-d'Allard (de), 1879. — C.R. Exc. Soc. Hist. Nat. Nîmes dans les terrains jurassiques et crétacés à la limite septentrionale du département du Gard. *Bull. Soc. Et. Sc. Nat. Nîmes,* 7e année, n° 4, 11 p., 1 pl.

— 1883. — Recherches sur les dépôts fluvo-lacustres antérieurs et postérieurs aux assises marines de la craie supérieure du département du Gard. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XII, p. 553-629, pl. XXIX.

— 1884. — Description géologique des environs de Pont-Saint-Esprit. *Mém. Soc. Sc. et Lett. d'Alais,* t. XVIII, in-8°, 74 p., 2 pl., 1 carte géol., coul. 1/40 000e.

— 1885. — Sur la zone à M. macrocephalus dans les Cévennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XIII, p. 866-868.

Sayn (G.) et Roman (F.), 1901. — Composition du Barrémien sur la rive droite du Rhône dans la région de Viviers. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. I, p. 443, 4 nov.

— 1904. — L'Hauterivien et le Barrémien de la rive droite du Rhône et du bas Languedoc. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. IV, p. 607-640, 5 fig., 1 tabl., 6 juin.

— 1928-1930. — Voir Roman.

SCHNEEGANS (D.), 1944. — Evolution des faciès du flysh néo-crétacé sous les petites Pyrénées de la Haute-Garonne. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 41.

— 1946. — Regards d'un géologue sur les Pyrénées. *Rev. des Comminges*, 3e trim., p. 158.

— 1947. — *a*) Style tectonique et histoire de la chaîne pyrénéenne. Ass. Fr. Techn. Pétrole, groupe S.O. meeting géol. de Pau, 29-30 nov. — *b*) et *c*) Voir GUBLER (Y.).

— 1948. — Connaissances actuelles sur la paléogéographie du Bassin d'Aquitaine et tectonique embryonnaire des Pyrénées. XVIIIe Congrès Géologique Intern. Part. XIII, p. 293. Londres.

SCHNEEGANS (D.) et BARBIER (R.), 1942. — La limite méridionale de la zone cénomanienne au Sud de Salies-de-Salat. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LXXVII, p. 61-64.

SCHNEEGANS (D.) et MICHEL (P.), 1943. — Le front nord pyrénéen entre le Salat et l'Adour. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. XIII, p. 351.

SENESSE, 1937. — Contribution à l'étude du Crétacé supérieur des Corbières méridionales. 1 vol., Toulouse, 1937, 182 p., 14 pl., 9 fig.

— 1952. — Hippuritidés et faciès récifaux des Corbières méridionales. *Trav. Lab. Géol. Montpellier*, t. II, 76, 20 fig., 1 pl., 1 tabl.

SERRES (M. de), 1827. — Observations générales sur la constitution géognostique du département de l'Hérault. *Ann. Soc. Linn. Normandie*, t. II, 1 carte.

— 1838. — Notice géologique sur le département de l'Aude. *Act. Soc. Linn. Bordeaux*, 1re sér., t. X, n° 50, p. 1-64.

— 1840. — Description de quelques mollusques fossiles nouveaux des terrains infra-jurassiques et de la craie compacte inférieure du Midi de la France. *Ann. Sc. Nat.* (2), Zool., t. XIV.

— 1843. — *a*) Note géologique sur la Provence. *Act. Soc. Linn. Bordeaux*, t. XIII. — *b*) Sur les Stippites du Larzac. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (1), t. XIV.

— 1844. — Notice géologique sur le département de l'Aveyron. *Mém. Acad. Roy*, Bruxelles, t. XVIII.

— 1847. — Note sur deux montagnes remarquables des environs de Montpellier. *Mém. Ac. Sc. Montpellier*, p. 125-136.

SERVAT, 1951. — Etude géologique du fossé de Bédarieux, bordure occidentale. Diplôme d'études supérieures. Montpellier (inédit).

SITTER (L.U. de), 1953. — Essai de géologie structurale comparative de trois chaînes tertiaires, Alpes, Pyrénées et Haut-Atlas. *Bull. Soc. Belge de Géologie*, 63, 1.

— 1954. — La faille nord-pyrénéenne dans l'Ariège et la Haute-Garonne. *Leidsc. Geologische Mededelingen*, t. XVIII, p. 287-291.

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE. — Réunions extraordinaires.

— 1862. — Réunion extraordinaire à Saint-Gaudens (Haute-Garonne). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XIX.

— 1868. — Réunion extraordinaire à Montpellier. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXV.

— 1872. — Réunion extraordinaire à Nîmes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXIX.

— 1892. — Réunion extraordinaire dans les Corbières et les parties adjacentes des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XX, p. 457-535.

— 1893. — Réunion extraordinaire dans le Velay et la Lozère. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XXI, p. 620-681.

— 1899. — Réunion extraordinaire sur le versant méridional de la Montagne Noire. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XXVII.

— 1923. — Réunion extraordinaire dans le Gard, le Vaucluse et la Drôme. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. XXIII, 1924.

— 1928. — Réunion extraordinaire dans les Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. XXIX, p. 209-224.

SORNAY (J.), 1949. — Etude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône, entre Valence et Avignon et des régions voisines (thèse). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XXVII, p. 35-278.

STCHPINSKY (V.), 1937. — Le Lias de Durfort (Gard). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. VII, p. 593-614, 24 fig., pl. XXVIII.

STUART-MENTEATH (P.-W.), 1896. — Sur la Géologie du département des Hautes-Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 23 nov., p. 780-789.

ZWART (H.J.), 1954. — La géologie du Massif du Saint-Barthélémy, Pyrénées, France. *Leidsc. Geologische Mededelingen*, t. XVIII, p. 1-228, 32 fig., 1 carte.

TEISSIER DU CROS (H.), 1956. — Résidus d'érosions crétaciques et tertiaires dans la région de Saint-Hippolyte-du-Fort (Gard). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, n° 13, 5 nov., p. 235-237.

TERMIER (P.), 1911. — Les problèmes de la géologie tectonique dans la Méditerranée occidentale. *Rev. Sc.*, p. 6, 1911.

TERMIER (P.), 1923. — Etat actuel de nos connaissances sur la tectonique du plateau central français. *Ext. C.R. Congrès Géol. Intern.*, 1922, Liège.

— 1924. — *a*) Le bassin houiller du Gard, problèmes résolus, problèmes à résoudre. C.R. réunion extr. Soc. Géol. Fr. Exc. dans le Gard, le Vaucluse et la Drôme. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. XXIII.

p. 495-500. — *b*) Au sujet des conglomérats chattiens de la région d'Alais. *Id. Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. XXIII, p. 501-502. — *c*) Les brèches d'Aramon et de la Montagnette, *id.*, p. 507-512. — *d*) Les mylonites de la vallée du Rhône et leur liaison avec des déplacements tangentiels de la région d'Alais, *id.*, p. 515-519.

— 1926. — Note sur la concession des mines de houille des Mages (Gard), manuscrit, 3 coupes, 1 carte 1926, *in*-Livet, thèse, 1943.

TERMIER (P.) et FRIEDEL (F.), 1919. — *a*) Les débris de nappes ou Klippes de la plaine d'Alès, lambeaux de calcaires urgoniens mylonitiques posés sur l'Oligocène. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 168, p. 1034. — *b*) Sur la structure du bassin houiller du Gard. *C.R. Ac. Sc.*, t. CLXIX, p. 752-756, 2 coupes. — *c*) Que les plissements et les charriages qui ont accidenté le bassin houiller du Gard sont très probablement des mouvements alpins d'âge miocène. *C.R. Ac. Sc.*, t. CLXIX, p. 1371.

TERMIER (P.) et JOLEAUD (J.), 1921. — Sur l'âge des divers charriages. *C.R. Ac. Sc.*, t. CLXXII, p. 24, 191 et 409.

TERMIER (P.) et THIERY (Paul), 1923. — Livret guide sommaire des excursions de la Soc. Géol. de Fr., en 1923, dans le Gard, le Vaucluse et la Drôme, 35 p.

THIERY (P.), 1919. — Nouvelles observations sur le système d'accidents géologiques appelé Faille des Cévennes. *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. CLXVIII, p. 902-904, 5 mai.

TINTANT (H.), 1942. — Le Callovien et l'Oxfordien du Pic Saint-Loup (Hérault). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, n° 13, p. 148.

— 1946. — *a*) Observations sur le Jurassique supérieur de Naves (Ardèche). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 12 déc., p. 337-338.

TINTANT (H.), MAINGUY (M.), GOTTIS (M.), 1946. — Lacunes dans le Callovien et l'Oxfordien au Sud des Cévennes. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 223, p. 814-815.

TINTANT (H.) et GOTTIS (M.), 1947. — Les variations de faciès du Callovien et de l'Oxfordien entre les Cévennes et la Méditerranée. *C.R. Ac. Sc.*, vol. 224, p. 1293.

TORCAPEL (A.), 1875. — Note sur la Géologie de la ligne de Lunel au Vigan. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. IV, p. 15-27, 1 pl.

— 1882. — Sur l'Urgonien du Languedoc. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XI, p. 72-77 et 310-315.

— 1883. — *a*) Note sur l'Urgonien de Lussan (Gard). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XII, p. 204-208. — *b*) Sur l'Urgonien du Languedoc. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XI, p. 72. — *c*) Note sur la classification de l'Urgonien du Languedoc. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XI, p. 310.

— 1884. — *a*) Etude des terrains traversés par la ligne de Nîmes à Givors. *Rev. Sc. Nat. Montpellier*, 11e année (3), t. III, p. 157-186,

463-481, pl. IX. — *b*) Quelques fossiles de l'Urgonien du Languedoc. *Bull. Soc. Et. Sc. Nat. Nimes*, 11e année, pl. V-IX.

— 1889. — Nouvelles recherches sur l'Urgonien du Languedoc. *Rev. Sc. Nat. Montpellier* (3), t. IV, p. 387.

— 1894. — Le plateau infra-crétacé de Nîmes. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. VI, n° 39, 2 pl.

TOUCAS (A.), 1879. — *a*) Notice sur le terrain crétacé des Corbières. *A.F.A.S.*, Congrès de Montpellier. — *b*) Terrain crétacé des Corbières et comparaison du terrain crétacé supérieur des Corbières avec celui des autres bassins de France et d'Allemagne. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. VIII, p. 39-87.

— 1887. — Observations à propos d'une note de M. de LACVIVIER, sur le terrain crétacé de l'Ariège et de l'Aude. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XV, p. 152-153.

— 1888. — Note sur le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur de la vallée du Rhône. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XVI, p. 903-927, 4 fig., 1 pl.

— 1889. — Nouvelles observations sur le Jurassique supérieur de l'Ardèche. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XVII, p. 729-742, 2 fig.

— 1890. — Etude sur la faune des couches tithoniques de l'Ardèche. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XVIII, p. 560-629, 1 fig., 1 tabl., pl. XIII-XVIII.

— 1892. — Sur le Senonien des Corbières. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XX, C.R. somm., p. 191-192.

— 1908. — Sur le Tithonique supérieur et le Berriasien et réponse à une observation de M. KILIAN. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. VIII, p. 25-27.

VAN ANDEL (T.J.), 1955. — *a*) Sédiments of the Rhône delta. *Geol. Mijnb. Genoots. Geol. ser.*, D. XV., p. 515-556, 21 fig., 16 tabl., Gravenhague. — *b*) Voir SHEPARD (F.S.).

VASSEUR (G.), 1898. — Feuille de Carcassonne. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. X, n° 69, p. 67.

VATAN (A.), 1943. — Voir GUBLER (Y.).

— 1949. — Etude pétrographique des matériaux sableux côtiers du golfe du Lion entre le Cap Cerbère et l'embouchure du Rhône. Congr. Séd. et Quat. La Rochelle, p. 147-156.

— 1950. — General aspects of sedimentation in geological basins of France. *Journ. Sed. Petrol.*, vol. 20, n° 2, p. 55-73.

— 1952. — Voir FONDEUR (C.). — Voir BONNET (A.).

VELAIN (Ch.), 1872. — L'Oxfordien et le Néocomien dans le Midi de la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXIX, p. 129-136.

VEDEL (Ch.), 1913. — Notes sur le rôle de la faille des Cévennes dans la région de Saint-Ambroix. *Bull. Soc. Et. Sc. Nat. Nîmes*, t. XL, p. 43-70.

— 1908. — Voir BRUN (de).

— 1925. — Voir BRUN (de).

— 1933. — Voir BRUN (de).

VERDEIL, 1956. — Diplôme d'études supérieures, Montpellier.

VILLATTE (J.), 1954. — Voir CASTÉRAS (M.).

VIENNOT (P.), 1927. — Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.* (4), t. XXX, n° 163.

— 1929. — *a*) C.R. excursion de la journée, 29 septembre, visite gisement pétrolifère de Gabian. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. XXIX, p. 493-497. — *b*) Sur l'existence du type structural dit « Extrusion » dans les Pyrénées de l'Aude. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. XXIX, p. 511-512, réunion extr. Soc. Géol. 29 sept.-10 oct. 1928.

VIGUIER, 1878. — Note sur les lignites de l'Aveyron. *Rev. Sc. Nat.*, Montpellier, t. VII, n° 1.

— 1881. — Note sur les calcaires lithographiques de Nebias (Aude). *Rev. Géol. de Delesse et Lapparent* (2), t. II.

— 1882. — Etude stratigraphique sur les formations secondaires et primaires des Pyrénées de l'Aude. *Rev. Sc. Nat. Montpellier* (3), t. II.

— 1883. — Note sur le terrain de transition des Corbières. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XI, p. 330. 343

— 1886. — Sur la position du poudingue de Palassou dans l'Aude. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XIV, p. 582-584. — Sur les roches des Corbières appelées Ophites. *C.R. Ac. Sc.*, 12 juill.

— 1887. — *a*) Sur l'Albien supérieur des Corbières. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XV, p. 451-458 et 538-539 (réponse aux observations de M. CAREZ). — *b*) Etudes géologiques sur le département de l'Aude. Thèse Montpellier (Grollier), 308 p., 11 pl.

— 1888. — Esquisses géologiques de l'Aude. *Feuille des Jeunes Naturalistes*, n° 217, 1er nov.

VINCENT (P.-C.), 1953. — *a*) Voir LAPPARENT (A.-F. de). — *b*) Etude géologique de la région orientale du bassin de Bédarieux et de ses bauxites. Diplôme d'études supérieures, Paris.

YIN TSAN HSUN, 1931. — Etude de la faune du Tithonique coralligène du Gard et de l'Hérault. *Trav. Lab. Géol. Lyon*, fasc. 17, mém. n° 14, 197 p., 18 pl.

PUBLICATIONS RÉGIONALES

parues depuis le 1er janvier 1957.

AZEMA (J.), DURAND-DELGA (M.), FOUCAULT (A.), 1963. — Le problème structural de la pinède de Durban. Corbières, bas Languedoc (Aude). *C.R. som. Soc. Géol. Fr.*, 17 juin, p. 250, v. *Bull. Soc. Géol. Fr.*

AURIOL (L.), 1958. — *a*), *b*), *c*), voir CASTÉRAS.

AUTRAN (A.), GOTTIS (M.), GUITARD (G.), et RICOUR (J.), 1958. — La base de la série secondaire dans la région d'Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales), *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 198-203.

BONNARD (H.), 1958. — Contribution à l'étude géologique détaillée du Crétacé inférieur de basse Ardèche. Dipl. de géologue de l'Inst. cath. Paris.

BOEGNER (Ph.), 1961. — Etude géologique du Nord-Ouest de Clermont-l'Hérault. Dipl. ét. sup. Paris, Lab. Hupé.

BOLLIER (P.), 1959. — Etude pétrographique de l'Aquitanien marin du Cap de Nautes. Dipl. ét. sup. Marseille.

BOS (P.), 1961. — Etude géologique de la haute vallée de la Boulzane (Aude). Dipl. de géologue prospecteur. Lab. de géol. appl., Paris.

BRUNET (P.), 1957. — Recherches morphologiques sur les Corbières (thèse), Paris et Centre de Documentation cartographique et géologique du C.N.R.S. *Mém. et Doc.*, t. VI, 123 p., 11 fig., 5 pl., photo.

BUSNARDO (R.), ELMI (S.), 1961. — Précisions sur l'âge des calcaires siliceux du Jurassique moyen de la région située entre Saint-Privat et Saint-Michel-de-Boulogne (Ardèche). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 16-17.

CAILLEUX (A.), 1961. — Origine des bauxites en pays calcaires. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 264-265.

CAIRE (A.), 1962. — Observations à la note de M. de GRACIANSKY, sur la Montagne de Tauch. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. IV, fasc. 4, p. 526.

CASTANET (R.), 1961. — Etude minéralogique du bassin du Gardon. Dipl. ét. sup. (Lab. S.P.C.N.), Paris.

CASTÉRAS (M.), ARNOULD (M.), BUROLLET (P.-F.), CLAVIER (B.), DUFAURE (Ph.), 1956. — Jurassique supérieur et Néocomien dans les Pyrénées centrales et orientales. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXLIII, p. 2104-2107.

CASTÉRAS (M.), CUVILLIER (J.), ARNOULD (M.), BUROLET (P.-F.), CLAVIER (B.), DUFAURE (Ph.), 1957. — Sur la présence du Jurassique supérieur et du Néocomien dans les Pyrénées orientales et centrales françaises. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. XCII, p. 297-335.

CASTÉRAS (M.) et AURIOL (L.), 1958. — *a*) Sur la constitution de la série crétacée du bassin d'Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 272-274. — *b*) Sur la structure du bassin d'Amélie-les-Bains. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXLVII, p. 94-97. — *c*) Les terrains de la couverture post-hercynienne de la zone axiale à l'Est-Sud-Est du Canigou. Réunion extraordinaire de la Soc. Géol. Fr. dans les Pyrénées-Orientales. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (6), t. VIII, fasc. 8, p. 871-880.

CASTÉRAS (M.), VIALLARD (P.), 1961. — Sur l'allure et la constitution du front chevauchant de l'unité de Joncquières. *C.R. somm. Sc. Géol. Fr.*, 6 nov., p. 230-234.

— 1962. — Précisions stratigraphiques sur la couverture nord-orientale du Massif du Mouthoumet. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 5 nov. 1962, p. 242-244.

CASTÉRAS (M.), DEBEAUX (M.), DUFAURE (Ph.), 1963. — Jurassique supérieur et Néocomien dans la série du Pic du Gar (Haute-Garonne). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, fig. 4, p. 117-119.

CATZIGRAS (F.), 1963. — L'âge du « Poudingue de Prouet », près Carry (Bouches-du-Rhône). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 146-149.

CHEVALIER (J.), 1961. — Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur du Languedoc et de la Provence. Dipl. ét. sup. Paris (Lab. Cuvillier et Inst. Catn.).

COMBES (A.), 1960. — *a*) Présence d'une série mollassique tertiaire autour des collines de Boutenac (Aude). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 151-153. — *b*) Aperçu géologique sur les collines de Boutenac (Aude). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. IV, fasc. 3, p. 362-380, 9 fig.

COMBES (P.-J.), 1963. — Voir MEDUS (J.).

COMBES (P.-J.) et REY (J.), 1963. — Découverte de bauxites intra-urgoniennes dans la région de Durban-sur-Arize (Ariège), *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 318-320.

COMTE (D.), 1963. — Observations relatives à la note présentée le 17 juin 1963, par Mlle SARFATI. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 237.

DELCEY (F.) LEDUC (F.), 1961. — Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique ardéchois. Thèse 3e cycle, Paris (Lab. Cuvillier).

DELMAS (J.-P.), 1961. — Contribution à l'étude hydrogéologique du bassin de Villeveyrac et de la bordure ouest de l'étang de Thau. Dipl. ét. sup. Montpellier.

DEMANGEON (P.), 1959. — Contribution à l'étude de la sédimentation détritique dans le bas Languedoc pendant l'ère tertiaire (thèse). *Naturalia Monspeliensia,* série Géologie, mém. n° 5, 394 p.

— 1960. — Données apportées par les transports minéraux sur l'évolution morphotectonique du bas Languedoc au Tertiaire. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dynam.* (2), vol. 3, fasc. 3.

DEMANGEON (P.), GLAÇON (G.), MATTAUER (M.), 1962. — Nouvelles données sur la Paléogéographie de l'Oligocène dans le Languedoc. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* p. 209.

DJELLOULI (H.), 1961. — Contribution à l'étude hydrogéologique du bassin de l'Hérault. Dipl. Et. Sup. Montpellier.

DOUBINGER (J.), 1961. — Spores et pollens des « Stipites » du Larzac (Bathonien). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* p. 162-163.

DUBOUL-RAVAZET (C.), KRUIT (C.), 1957. — Sédimentologie du delta du Rhône. *Rev. Inst. Fr. Pétr. Ann. Combes l. g.,* n° 12, p. 399-410.

DUFAURE (Ph.), 1958. — Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique et du Néocomien de l'Aquitaine à la Provence. *Rev. Micropal.,* n° 2, p. 87-115.

DUJON. — Etude de l'avant-pays de la nappe des Corbières orientales dans la région de Thézan. Dipl ét. sup. Paris.

DURAND-DELGA (M.), 1948. — Remarques sur la bordure nord-orientale du Massif du Mouthoumet. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse,* t. LXXXIII, p. 43-50.

— 1960. — Obs. com. P. Olive. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* p. 152.

— 1963. — Voir AZEMA (J.).

ELLEMBERGER (F.), 1959. — Sur la terminaison nord-orientale du chaînon de Saint-Chinian (Hérault). *C.R. Ac. Sc.,* t. CCXLVIII, p. 712-715.

— 1960. — Obs. com. P. Olive. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* p. 152-153.

— 1961. — Observations à une communication de MM. Mautauer et Thaler sur la découverte d'œufs et d'os de Dinosaures dans le Crétacé terminal des environs de Montpellier (Hérault). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* p. 9.

— 1961. — Age pliocène probable des limons jaunes à galets du Narbonnais occidental (Mollasses de Thézan) et jeux de failles tardifs. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* p. 183-184.

— 1962. — Observations à la communication de M. Thaler sur les « Empreintes de pas de Dinosaures dans les dolomies du Lias inférieur des Causses ». *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* p. 192.

— 1962. — Observations à la note de M. de Graciansky sur la Montagne de Tauch. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. IV, fasc. 4, p. 526.

— 1963. — Observations relatives à la note présentée par Mlle Sarfati, le 17 juin 1963. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 237.

Elmi (S.), 1960. — Précisions sur la stratigraphie du Lias supérieur de Vesseaux (Ardèche). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 223.

— 1961. — Voir Busnardo.

— 1961. — Les marnes du Jurassique moyen et l'Argovien entre Aubenas et le col de l'Escrimet (Ardèche). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 103-104.

Fodat (M.), 1959. — Contribution à l'étude de la faune miocène des environs de Montpeyroux. Dipl. ét. sup. Montpellier.

Fau (J.), 1960. — Monographie du revers nord et nord-ouest du Mouthoumet. Dipl. ét. sup. Montpellier.

Foucault (A.), 1963. — Voir Azema (J.).

Freytet (P.), 1961. — Découverte d'Unios d'âge fuvélien dans le Crétacé supérieur de la région de Montplaisir, près Thezan (Aude) et description de la charnière d'Unio-biveri (Matheron). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 10, p. 283.

Gabinaud (C.), 1960. — Monographie régionale de la commune de Padersse (Aude). Dipl. ét. sup. Montpellier.

Garimond (S.), Rémy (J.-A.), 1963. — Note préliminaire à l'étude d'un important gisement de mammifères de la zone d'Euzet (Eocène sup.) à la base des calcaires de Fons (Gard). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 64-65.

Garimond (S.), Thaler (L.), 1963. — Sur deux nouveaux gisements de Palaeotherium magnum Cuvier et l'attribution de la faune de Celas (Gard) à la zone de mammifères de Montmartre (Oligocène inférieur). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 62-64.

Glangeaud (L.), 1961. — Paléogéographie et Paléotectonique de la Méditerranée. Congrès de Villefranche du C.N.R.S.

— 1962. — Paléogéographie dynamique de la Méditerranée et de ses bordures. Le rôle des phases ponto-plio-quaternaires in-Oceanographie, géologique et géophysique de la Méditerranée occidentale, Villefranche-sur-Mer, 4-8 avril 1961. *Coll. C.N.R.S.*, 1962, p. 125-165, 11 fig., Paris.

Gottis (M.), 1957. — L'apport géologique des travaux de recherche de la Compagnie d'Exploration pétrolière, en collaboration avec Mainguy (M.). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (6), p. 937-047.

— 1958. — *a*) V. Autran (A.). — *b*) L'apport des travaux de la Compagnie d'Exploration pétrolière (C.E.P.) dans la connaissance du bassin tertiaire du Roussillon. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (6), V, II (réunion extraordinaire à Perpignan), p. 881-884.

— 1959. — *a*) Résultats du sondage Murivel I de la Compagnie d'Exploration pétrolière. Leur apport à la connaissance tectonique de la région de Montpellier. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. I, p. 574-577. — *b*) Déformations tardives en bordure du synclinal de Pompignan-Saint-Martin-de-Londres. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. I, p. 546-550.

— 1961. — *a*) Le Lias de la moitié méridionale de la France, en collaboration avec Fabre-Taxy (S.) et Sarrot-Reynauld (J.). Colloque sur le Lias français. C.R. Congr. Soc. Sav., Chambéry, 1960. *Mém. du B.R.G.M.*, n° 4, p. 57-94 (éd. Technip), Paris, 1961.

— 1962. — Architecture tertiaire en bas Languedoc. Développement de fossés superficiels par soustraction tangentielle de couches sous-jacentes au cours de phénomènes de glissement. Livre jubilaire, P. Fallot. *Mém. Soc. Géol. Fr.* (hors série), II, p. 383-395, 3 fig., 1 pl.

— 1962. — Stratigraphie et Paléogéographie du Paléogène Languedocien. Colloque international de Stratigraphie du Paléogène, Bordeaux, 1962 (sous presse).

— 1963. — Sur un cas d'hétérotrophie des Microcodium. *Bull. Soc. Géol.*, juin 1963.

Graciansky (P.-Ch. de), 1960. — Etude géologique de la Montagne de Tauch. Dipl. ét. sup. Paris, inédit.

— 1961. — La Montagne de Tauch (Aude) et les chevauchements nord-pyrénéens. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCLII, p. 1353-1355.

— 1962. — Données stratigraphiques et tectoniques nouvelles sur la Montagne de Tauch. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 226, et *Bull. Soc. Géol. Fr.*, p. 509-528 (7), t. IV, n° 4, 10 fig.

Grambast (L.), 1962. — Aperçu sur les Charophytes tertiaires du Languedoc et leur signification stratigraphique. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 313.

— 1962. — Indications fournies par les Charophytes pour la Stratigraphie du Paléogène. Colloque sur le Paléogène, Bordeaux (à paraître).

Guitard (G.), 1958. — Voir Autran.

Guitard (G.) et Ricour (J.), 1958. — *a*) La base de la série sédimentaire d'Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales). Réunion extraordinaire de la Soc. Géol. Fr., dans les Pyrénées-Orientales. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (6), t. VIII, p. 868-870. — *b*) V. Autran (A.).

Hartenberger, 1963. — Un gisement de la zone de mammifères d'Issel (Eocène moyen) dans les calcaires lacustres d'Aumelas (Hérault). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 321-323.

HOTTINGER (L.), 1958. — Géologie du Mont Cayla (Aude, Aquitaine orientale). *Eclog. Géol. Helvet.*, vol. 51, n° 2, p. 437-451, 8 fig., 1 pl.

LEBOUCHE (M.-C.), 1963. — Subdivisions stratigraphiques du Lias du Chaînon de Saint-Chinian (Hérault). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 84-86.

LEBOUCHE (M.-C.), LEMOINE (M.), 1963. — Dasycladacées nouvelles du Lias calcaire (Lotharingien) du Languedoc méditerranéen. *Rev. micropal.* (sous presse).

LEMOINE (M.), SARFATI (J.), 1963. — Sur une Dasycladacée du Bajocien des Corbières. *C.R. Soc. Géol. Fr.*, p. 242-243.

LEMOINE (M.), 1963. — Voir LEBOUCHE.

LEMPÉRIÈRE (P.), 1961. — Etude géologique de la région de Duilhac-Cucugnan (Aude). Dipl. ét. sup. Montpellier.

LUTAUD (L.), 1957. — La tectogenèse et l'évolution structurale de la Provence. *Rev. Géogr. et Géol. Dyn. Paris* (2), vol. 1, fasc. 2, p. 103-112.

MAGOT (M.), 1959. — Contribution à l'étude d'une population de Grammoceras du Toarcien supérieur des Causses Cévenoles. Dipl. ét. sup. Montpellier.

MARIE (P.), 1961. — Présence de *Globotruncana elevata* (Brotzen) dans le Santonien des Corbières. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 124-125.

MASSIEUX (M.), 1961. — Faciès à algues dans l'Yprésien du bassin d'Albas (Aude). *C.R. somm. Soc. Géol, Fr.*, p. 40-41.

MATTAUER (M.), 1961. — Observation à la communication de Ph. Olive sur la stratigraphie et la structure du chaînon calcaire de Galamus (Aude et Pyrénées-Orientales). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 119.

MATTAUER (M.), 1962. — Sur l'âge oligocène de la brèche dite « bartonienne des Matelles » (Hérault). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 316.

MATTAUER (M.), THALER (L.), 1961. — Découverte d'œufs et d'os de Dinosaures dans le Crétacé terminal des environs de Montpellier (Hérault). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 7-9.

MATTAUER (H.), PROUST (F.), 1962. — Sur l'âge post-albien de quelques brèches réputées jurassiques ou néocomiennes des P.O. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 304.

— 1963. — Sur la tectonique de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire en Languedoc. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, vol. 5, fasc. 1, p. 5-11, 2 fig.

— 1963. — Observations relatives à la note de Mlle Sarfati, du 17 juin 1963. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 236.

MATTEI (J.), 1958. — Sur la découverte d'une faune exceptionnelle dans l'Hettangien dolomitique de Clermont-l'Hérault (Languedoc). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 231-232.

— 1960. — Observations préliminaires à une étude du Lias des Causses. Colloque sur le Lias français. *Mém. B.R.G.M.*, n° 4, p. 743-746.

MEDUS (J.), COMBES (P.-J.), 1963. — Premiers résultats palynologiques sur un niveau argileux associé à la bauxite de Pereille (Ariège). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 224-225.

MUCCHIELLI (C.), 1962. — Les Micromammifères fossiles d'âge oligocène terminal du gisement de Bouzigues (Hérault). Dipl. ét. sup. Montpellier.

OLIVE (Ph.), 1960. — Sur la stratigraphie et la structure du Crétacé supérieur aux environs de Bugarach. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 149-151.

— 1961. — Etude géologique dans la région du Pic de Bugarach. Thèse, 3e cycle, Paris (Labor. Durand-Delga).

— 1961. — Sur la stratigraphie et la structure du chaînon calcaire de Galamus. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 118-119.

OUSSET (C.), 1961. — Contribution à l'étude du genre Haugia (Buck) dans les Causses. Dipl. ét. sup. Montpellier.

OVTRACHT (A.), VILA (J.-M.), 1963. — Bassin houiller de Durban-Corbières (Aude). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 120.

PALOC (H.), 1961. — Hydrogéologie de la région viganaise. Dipl. ét. sup. Montpellier.

PAQUET (J.), 1961. — Observations sur l'« écaille de Virac » et sur la présence de récifs à Microcodium au Nord du sillon d'Alès (Ardèche). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 106-107.

PARADIS (G.), 1961. — Contribution à l'étude géologique de la région à l'Ouest d'Uzès (Gard). Dipl. ét. sup. Montpellier.

PERAMI (R.), 1960. — Contribution à l'étude de la couverture septentrionale du massif de l'Agly, dans les environs d'Estagel. Dipl. ét. sup. Toulouse.

PLAZIAT (J.-Cl.), 1961. — Présence d'œufs de Dinosaures dans le Crétacé supérieur des Corbières et existence d'un niveau marin dans le Thanétien aux environs d'Albas (Aude). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 196-197.

— 1962. — Les faunes malacologiques lacustres et le problème du synchronisme de l'Eocène inférieur des Corbières et du bassin de Paris. Validité de l'étage « Sparnacien » dans les Corbières. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 58.

PLAZIAT (J.-Cl.), BELAVOINE (P.), 1962. — Bryozoaires du Sparnacien des Corbières et du Plantaurel. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 148.

POIGNANT (A.), 1961. — Sur le Pliocène marin des environs de Cessenon (Hérault) *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 2, p. 34-35.

RAVIER (J.), 1959. — Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, t. XXXVIII, n° 86.

RÉVEILLE (J.-J.), 1961. — Etudes géologiques au Nord de Lodève. Dipl. ét. sup. Paris (Lab. Hupé).

REY (R.), 1962. — Sur l'importance paléontologique des faunes malacologiques continentales de très petites dimensions comme celles de la région de Montpellier. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 312.

— 1962. — Essai de corrélation entre différents bassins de l'Oligocène. Colloque sur le Paléogène, Bordeaux (à paraître).

— 1963. — Voir COMBES (P.-J.).

RICATEAU (R.), 1959. — Contribution à l'étude géologique du massif de Coutach et de la région de Pompignan. Dipl. ét. sup. Montpellier.

RICOUR (J.), 1958. — *a*) Voir AUTRAN (A.). — *b*) Voir GUITARD (G.).

ROCH (E.), 1956. — Les Bauxites de Provence : des poussières fossiles ? *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXVII, p. 2847-2849.

— 1959. — La genèse des bauxites de Provence et du bas Languedoc. *Ann. Hebert et Haug*, t. IX, p. 11-69, 13 fig., 2 cartes, 2 pl.

SALLÈLES (A.), 1961. — L'âge des volcans d'Agde, de Saint-Hibery et de Roque-Haute, d'après la paléontologie et la stratigraphie magnétique. 8 p., ronéot., 2 tabl. (Bibl. Soc. Géol. Fr.).

SARFATI (J.), 1962. — Sur quelques points de la géologie des massifs de Perillos et du Pied-du-Poul (Corbières orientales, Aude). Note préliminaire. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 317.

— 1963. — Données nouvelles sur la série continue, Jurassique supérieur. Crétacé inférieur dans les Corbières orientales (note préliminaire). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 234-236.

— 1963. — Voir LEMOINE (M.).

SITTER (U. de), 1953. — Essai de géologie structurale. Comparaison des trois chaines tertiaires : Alpes, Pyrénées, Haut-Atlas. *Bull. Soc. Belge Géol.*, 62.

THALER (L.), 1961. — Voir MATTAUER.

— 1962. — Premiers résultats d'une recherche systématique de dents de rongeurs, par lavage de marnes de l'Oligocène, en bas Languedoc. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 315.

— 1962. — Empreintes de pas de Dinosaures dans les dolomies du Lias inférieur des Causses (note préliminaire). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 190.

TOURAINE (F.), 1963. — A propos du Purbeckien signalé dans la Montagne de Saint-Victoire, près d'Aix-en-Provence. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 46-47.

VALETON (I.), 1962. — Petrographie der Bauxite von Mazaugues, Var (Südfrankreich). *Geol. Rundschau*, Band 52, p. 475-492.

VAN STRATEN LMJU, 1957. — Récent sandstone on the Coast of the Nétherlands and of the Rhône delta. *Geol. Mijnbouw*, 19, p. 196-213.

VERRIER (J.-M.), 1961. — Contribution à l'étude de la région d'Assas. Dipl. ét. sup. Montpellier.

BIBLIOGRAPHIE GÉNÉRALE

consultée au 1er janvier 1957.

AMMON (Von), 1875. — Die Jura ablagerungen zwischen Ragensburg und Passau. *Preisschrift Univ. München,* 1 vol., in-8°, 200 p., 5 pl.

ANDRUSSOFF (D.) et KOUTEK (J.), 1927. — *a*) Contribution à la connaissance des calcaires à « Calpionella Alpina » dans les Carpathes occidentales. *Vestn. Stat. Geolog. Ustevu, Ceskosl Rep.,* n° 2, 3 Prague. — *b*) Sur la répartition verticale des microorganismes dans les sédiments mésozoïques des Carpathes occidentales. *Vestn. Stat. Geolog. Ustevu, Ceskosl Rep.,* n° 2, Prague.

ARCELLIN (Dr) et ROCKE (P.), 1937. — Brachiopodes Bajociens du Monsard. *Trav. Lab. Geol. Fac. de Lyon,* fasc. 30, mém. 25.

ARKELL (W.F.), 1933. — The Jurassic system in Great Britain, Oxford.

— 1935. — On the lower Kimmeridgian Ammonite genera *Pictonia, Rasenia Aulacostephanus* and *Ataxioceras. Geological Mag.,* vol. 72, n° 6, p. 246-257.

— 1935-1948. — Monograph on the ammonites of the English Corallian beds. *Paleontological Soc.*

— 1946. — *a*) Standard of the European Jurassic. *Bull. Géol. Soc. Amer.,* vol. 57, p. 1-13. — *b*) A revision of the Upper Oxfordian Ammonites of Trept (Isère) figured by de Riaz. *Geological Mag. London,* mai-juin, 83, p. 129-156.

— 1951-1957. — Monograph of the English Bathonian ammonites. *Paleontological Soc.*

— 1953. — Seven nex genera of Jurassic ammonites. *Géol. Mag.,* V, 90, p. 36-40.

— 1956. — Jurassic Geology of the world. Oliver and Boyd Ldt, Edimburg.

ARNOULD-SAGETS (S.), 1951. — Les Ammonites pyriteuses du Tithonique supérieur et du Berriasien de Tunisie centrale. *Ann. Mines et Géol. Tunisie,* n° 10, 133 p., 11 pl., 61 fig.

ASHAUER (H.), 1934. — Die Ostliche Endigung der Pyrenëen. *Abh. der Ger. der Wiss. zu Göttingen Math. Phys.* Klasse III F, H. Berlin.

AUBERT (D.), 1945. — Le Jura et la tectonique d'écoulement. *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne*, 83, et *Mém. Soc. Vand. Sc. Nat.*, vol. 8, n° 1.

AUROUZE (G.), 1955. — Voir BIZON (J.-J.).

AUROUZE (G.) et BROT (L.), 1956. — Sur la microfaune du niveau à Orbitammina elliptica d'Archiac Bathonien de l'Aisne et des Ardennes. *A.F.A.S.*, Dijon.

BARBIER (R.), 1946. — De l'importance du matériel stratigraphique dans la détermination du style tectonique des nappes alpines. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.* (5), t. XVI, p. 123-124.

BARTENSTEIN et BRAND (E.), 1949. — New genera of Foraminifera from the lower Cretaceous of Germany and England. *Journ. Pal.*, vol. 23, n° 6, p. 669-672, 10 fig.

BASSE (E.), 1952. — Cephalopodes Nautiloïdea, Ammonoïdes : *in* PIVETEAU (J.). *Traité de Paléontologie* (Masson, Paris), t. II, p. 522-688, pl. I-XXIV, fig. 1-60.

BATALLER (J.B.), 1943. — Las Bauxitas del Pireneo de Lerida. *Mem. Acad. Cienc. Barcelona*, 1943, p. 41.

BEAUDOIN (J.), 1851. — Mémoire sur le terrain Kellaway-Oxfordien du Chrtillonnais. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. VIII, p. 582-599.

BERTHELIN (G.), 1893. — Sur l'Orbicula elliptica d'Archiac, du Bathonien supérieur de l'Aisne et des Ardennes. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 73.

BIZON (J.-J.) et AUROUZE (G.), 1955. — Sur la présence de Spirocyclines dans le Portlandien du Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (6), t. V, p. 51-53.

BLANCHET (F.), 1917. — Etude micrographique des calcaires urgoniens. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XI, fasc. 3.

— 1923. — La faune du tithonique inférieur des régions sub-alpines et ses rapports avec celle du Jura franconien. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4e sér., t. XIII, p. 70-80.

— 1927. — Sur un nouveau gisement très fossilifère du Tithonique intra-alpin. *C.R. Ac. Sc.*, t. CLXXXIV, p. 1181, séance du 16 mai 1927.

— 1929. — Etude paléontologique d'un nouveau gisement fossilifère dans le Tithonique intra-alpin entre Briançon et Château-Queyras. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XV, fasc. 1, p. 48-85, 1 pl.

— 1935. — Etude géologique des Montagnes d'Escreins (Hautes et Basses-Alpes). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, t. XIX, 182 p., 8 fig., 20 pl.

BLAKE et HULDESTON (W.-H.), 1877. — The corallian rocks in England. *Quart Journ. Géol. Soc.*, vol. 33, p. 260-405.

BLONDET (H.), 1935. — Les Hecticoceras de Trapt et Opteroz. *Bull. Soc. Hist. Nat. Savoie* (4), vol. 23.

BONARELLI (G.), 1893. — Hecticoceras novum genus Ammonitarum. *Bull. Soc. Malacologica Ital.*, t. XVII, Pise.

BONTE (A.), 1938. — Sur le Callovien de la bordure septentrionale du bassin de Paris. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCVIII, p. 53.

— 1941. — Contribution à l'étude du Jurassique de la bordure septentrionale du bassin de Paris. *Bull. Cart. Géol. Fr.*, n° 205, t. XLII, 439 p., 67 fig., 4 tabl., 12 pl.

— 1942. — Orbitammina elliptica d'Archiac sp. Foraminifère de grande taille du Bathonien supérieur de l'Aisne et des Ardennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. XII, p. 329-350.

— 1943. — Les effondrements directionnels du Jura et leur signification tectonique. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 98-100.

BORDET (P.), 1947. — Les plis triasiques de la couverture septentrionale du dôme de Barrot. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXIV, p. 408.

— 1949. — Sur l'allure des plis de couverture au Sud-Ouest du Massif de l'Argenterra-Mercantour. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXVIII, p. 408.

BOURCART (J.), 1946. — Recherches sur quelques calcaires lacustres du bassin de la Loire. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. XVI, p. 331-344.

BOURCART (J.) et SOYER (R.), 1944. — Sur la présence de fossiles marins dans les calcaires de Saint-Ouen. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 4, p. 98.

BUBNOFF (S. Von), 1935. — Geologie von Europa, Berlin.

BUCH (L. von), 1837. — Ueber den Jura in Deutschland. *Abh. Kg. Akad. Wiss. Berlin*, 49 p.

BUCKMANN (S.S.), 1887-1907. — Monograph of the ammonites of the inferior oolite series Paleontograph Soc., Londres, CCLXII, 456 p., pl. CIII-CXXIV.

— 1894. — *Jurassic ammonites Géol. Maj.*, série 4, V-I, p. 170-172 298-300, 357-363.

— 1909-1930. — Yorkshire type Ammonites, London, V-I, 7, 790 pl.

BUCKOWSKY (G.), 1887. — Ueber die Jurabildungen von Czentoschau in Polen. *Beitr. z. Geol. u. Pal. Œster. Ung.*, t. V, 75 p.

BURCKARDT, 1906. — Faune jurassique de Mazapil. *Boll. Inst. Géol. de Mexico*, n° 23, p. 1-126, pl. I-XLIII.

— 1912. — Faunes jurassiques et crétaciques de San Pedro del Gallo *Boll. Inst. Géol. de Mexicó*, n° 29, 264 p., 46 pl.

— 1919. — Faunas jurassicas de Symon. *Boll. Inst. Géol. de Mexico*, n° 33, 135 p., 32 pl.

CANAL (P.), 1947. — *a*) Observations sur les caractères pétrographiques des calcaires dolomitiques et des dolomies. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, n° 88, p. 161-162. — *b*) Etude des méthodes de coloration sélective de la calcite sur des surfaces polies. *Rev. I.F.P.*, mai, n° 5, vol. 2, p. 235.

CAPDECOMME (L.), 1943. — Perfectionnements récents au procédé de dosage rapide du magnésium dans les dolomies. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LXXVIII, n° 1, p. 7-11.

CARROZI, 1947. — *a*) La Microflore du Purbeckien du Jura (note préliminaire). *C.R. Séanc. Soc. Phys. Hist. Nat.*, Genève, vol. 64, n° 1, p. 13-15, 1 fig. — *b*) La Paléogéographie du Purbeckien du Jura suisse (note préliminaire). *C.R. Séanc. Soc. Phys. Hist. Nat.*, Genève, vol. 64, n° 2, p. 31-33.

— 1948. — Etude stratigraphique et micrographique du Purbeckien suisse. Thèse, Genève. *Arch. Sc.*, vol. 1, fasc. 2, p. 211-375.

— 1952. — Tectonique, courants de turbidité et sédimentation. Application au Jurassique supérieur des chaînes subalpines de Haute-Savoie. *Rev. Gén. Sc. Paris*, 59, p. 229-245.

— 1953. — *a*) A propos de la limite Kimméridgien-Portlandien au Grand-Salève (Haute-Savoie). *Cahiers Géol. Thoiry*, n° 18, p. 153. — *b*) Pétrographie des roches sédimentaires. F. Rouge et Cie, Lauzanne, 253 p., 27 fig.

— 1954. — Sédimentation rythmique en milieu corallien. Le Jurassique supérieur au Grand-Salève. *Arch. Sc.*, Genève, 7, p. 65.

CAYEUX (L.), 1897. — Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. *Mém. Soc. Géol. Nord*, 4, 2.

— 1916. — Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. *Mém. Cart. Géol. det. Fr.*, texte et atlas.

— 1929. — Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. *Mém. Cart. Géol. Fr.*

— 1935. — Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées.. (Masson, édit), Paris.

CHARLES (F.-L.), 1932. — Spirocyclina Choffati Mun.-Chalm. Var. Euxina nov. var. dans les calcaires inférieurs de la région d'Héraclée (Asie mineure). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. II, p. 465-475, 3 fig., pl. XXVII.

CHARLES (R.-P.), 1949. — Etude phylogénique des gryphées liasiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. XIX, fasc. 1-2-3, p. 31-41

CHOFFAT (P.), 1893. — Description de la faune jurassique du Portugal. Ammonites du Lusitanien de la contrée de Torres Vedras. *Dir. Trav. Géol. Port.*, 82 p., 19 pl.

— 1904. — L'Infralias et le Sinémurien du Portugal. *Com. Serv. Géol. Portugal*, vol. 5, p. 49, et suppl. vol. 6, p. 123.

COLOM, 1928. — Las calizas con « embriones de Lagenas » del Cretacico inferior de Mallorca. *Boll. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, vol. 28, p. 303.

— 1931. — Estudios lithologicos sobre el cretacico inferior de Mallorca. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, vol. 31, p. 529.

— 1934. — *a*) Contribucion al conocimiento de los facies litopaleontologicos del cretaceo de las Baleares y del Sureste de España. *Geol. Mediter. Occident.*, vol. 3, n° 2, Barcelone. — *b*) Estudios sobre las Calpionellas. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, vol. 34, p. 379.

— 1947. — Estudios sobre la sedimentacion profonda de las Baleares. Instituto « Lucas Mallada » de investigaciones Geologicas. *Consejo superior de investigaciones cientificas*, Madrid, 135 p., 28 pl.

— 1948. — Fossil Tintinnids : loricated infusoria of the ordes of the oligotricha. *J. Jaleont.*, vol. 22, p. 233.

CONTÉJAN (Ch.), 1859. — Monographie de l'étage Kimméridgien du Jura de la France et de l'Angleterre. Thèse, Fac. Sc. Besançon, 1 vol., *in*-8°, 314 p., 27 pl., Montbéliard.

— 1869. — Additions et rectifications, 28 p., Montbéliard.

COSSMANN (M.), 1899. — Contribution à la paléontologie française des terrains jurassiques. Gastéropodes, Nérinées. *Mém. Soc. Géol. Fr., Mém. Pal.*, n° 19, 180 p., 13 pl.

— 1911-1912. — *Idem.* Cerithiacea et loxonematacea, 264 p., 11 pl., *Mém. Soc. Géol. Fr., Mém. Pal.*, n° 46.

CUSHMAN, 1950. — Foraminifera their classification and economic use 4 th edition. *Harward University Press*, 605 p., 55 pl.

DANGEARD (L.), 1935. — *a*) Les pisolithes à Girvanelles dans le Jurassique de Normandie. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. V, vol. 1, p. 263-275.

DAVIES (A.M.), 1917-1929. — Jurassic ; England and wales. *Handb. Reg. Geol.*, vol. 3.

DAVIES (L.M.), 1930. — The Genus Dictyoconus and its Allies a Review of the Group, together with a description of three new Species from the lower Eocene beds of Northern Baluchistan. *Transactions of Royal Soc. of Edimburg*, vol. LVI, part. II, n° 20, p. 485-505, pl. 1 et 2.

DEFLANDRE (G.), 1936. — Tintinoïdiens et Calpionelles. Comparaison entre les Tintinoïdiens infusoires toriqués pélagiques des mers actuelles et les Calpionelles, microfossiles de l'époque secondaire. *Bull. Soc. Fr. Microscop.*, t. V.

DEFLANDRE, RIGAUD (M.), 1946. — *a*) Vestiges microscopiques des larves d'Echinodermes dans l'Oxfordien de Villers-sur-Mer. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXII. — *b*) Sur divers types de sclérites d'Holothurides oxfordiens des marnes de Villers-sur-Mer. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXIII.

DONCIEUX (L.), 1905-1911. — Catalogue descriptif des fossiles nummulitiques de l'Aude et de l'Hérault. *Ann. Univ. Lyon*, t. I et II.

DONZE (P.), 1948. — *a*) Paraberriasella nouveau genre de Perisphinctidés. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 10 mai 1948. Bull. (5), t. XVIII, fasc. 4-5, p. 237-239. — *b*) Les Périsphinctidés du Tithonique inférieur de la Croix de Saint-Concors, près Chambéry (Savoie). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 24 mai, p. 183-184.

— 1950. — *a*) Le Purbeckien dans le chaînon jurassien : montagne des Princes. Gros-Foug, Clergeon, Chambotte, Corsuet (Savoie, Haute-Savoie). *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXX, p. 1475-1476. — *b*) Les calcaires à Coprolithes de crustacés de la Montagne des Princes et de la Chambotte (Savoie). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 17 avril, p. 121-122.

— 1951. — *a*) Présence de calcaires lacustres dans le Virgulien de la Montagne de l'Epine (Jura méridonal). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 17 décembre, p. 296-298. — *b*) Les formations de la limite Jurassique-Crétacé dans les massifs subalpins des Bauges et de la Chartreuse. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXXII, p. 862-864.

— 1953. — Sur les particularités remarquables de la faune dans certaines formations peu profondes jurassico-crétacées du Jura méridional. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 2 mars 1953, p. 70-71.

— 1955. — *a*) Nouvelles espèces de Charophytes dans le Purbeckien. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 141. Bull. (6), t. V, fasc. 4-6, p. 287-291.

DONZE (P.) et GREKOFF, 1953. — Une coupe du Purbeckien dans la région du Poizat (Jura méridional). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 9 nov., p. 264-266.

DONZE (P.) et ROSSET (J.), 1952. — Présence de « calcaires grossiers » dans le Berriasien de la chaîne des Aravis (Haute-Savoie). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 1er déc., p. 322.

DORN (P.), 1930. — Die Ammoniten des unteresten Malm der Frankenalb. *Palaeontographica*, Band. LXXIII-LXXIV, Stuttgart 1930, p. 107-171, p. 1-90, 26 pl.

— 1951. — Geologie von mitteleuropa *E schweit'sehr verlagsbuchandlung* (Erwin Nagelë), Stuttgart.

DOUVILLE (H.), 1902. — Essai d'une révision des Orbitolites. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. II, p. 289-306, 7 fig., pl. IX-X.

— 1904. — Sur la structure des Orbitolines. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. IV, p. 653-661, pl. XVII.

DOUVILLE (H.), et ZURCHER (P.), 1884. — La zone à Soninnia Sowerbyi des environs de Toulon. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XIII, p. 12-44, pl. I, II, III.

DOUVILLE (R.), 1910. — Céphalopodes argentins. *Mém. Soc. Géol. Fr. Pal.*, t. XVIII, Mém. 43, fasc. 1 à 24, pl. XVII-XIX.

— 1912. — Les Cardiocératidés de Villers. *Mém. Soc. Géol. Fr. Pal.*, t. XIX, fasc. 2, Mém. 45.

— 1914. — Etude sur les Oppelidés de Dives et de Villers. *Mém. Soc. Géol. Fr. Pal.*, t. XXI, Mém. 48.

DOUVILLE (F.), 1943. — Révision des genres Clydonicéras et Macrocéphalites. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, nouv. sér., t. XXII, fasc. 1-2, Mém. 48, p. 1-48, pl. I-VII.

DREYFUSS (M.), 1946. — Guide pratique du géologue de terrain pour l'étude des formations sédimentaires. 1 vol., 272 p., 160 fig. (Dubois et Poulain, Montpellier).

— 1948. — Principe de la construction des couches géologiques dans les plis harmoniques. *Bull. Soc. Hist. Nat. du Doubs*, 1948-1949, p. 49-56.

— 1952. — *a*) Pour une représentation graphique des formations marines. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (6), t. I, fasc. 7, p. 511-528. — *b*) Une représentation graphique simple des sédiments marins. Fin de cycle et interruption de cycle. *Ann. Soc. Géol. Nord*, vol. 72, n° 2, p. 119-130.

— 1953. — *a*) Essai d'interprétation du coefficient de subsidence. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (6), t. III, p. 205-213. — *b*) La profondeur de formation des sédiments marins, son intérêt, utilisation des données mécaniques en vue de sa détermination. *Rev. I.F.P.*, vol. 8, n° spécial, p. 70-75. — *c*) Représentation de la sédimentation du Jurassique supérieur en fonction du temps. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXXVI, n° 3, 19 janv., p. 307-309. — *d*) Quelques caractères de la sédimentation du Jurassique supérieur de l'Est de la France, déduits de représentations graphiques. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXXVI, n° 4, 26 janv., p. 296-399.

— 1954. — Le Jura dans les mers du Jurassique supérieur. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, n° 69, t. XXIII, fasc. 1, 60 p.

DUBAR (G.), 1931. — Brachiopodes liasiques de Catalogne et des régions voisines. *Bull. Inst. Catal. Hist. Nat.*, vol. 31, n° 4, Barcelone.

DUMORTIER (E.) et FONTANES (F.), 1876. — Description des Ammonites de la zone à Ammonites Tenuilobatus de Crussol (Ardèche) et de quelques autres fossiles jurassiques nouveaux ou peu connus. *Mém. Ac. Lyon*, t. XXI, p. 187-342, 19 pl.

EMBERGER (L.), 1944. — Les plantes fossiles et leurs rapports avec les végétaux vivants. Masson, Paris.

EMBERGER (J.), 1955. — *a*) Trocholina burgeri foraminifère nouveau du Valanginien des Monts Oulad-Nail, Atlas Saharien (Algérie). *C.R.*

somm. Soc. Géol. Fr., p. 250-251. — *b*) Présence de Coscinoconus elongatus Leupold dans le Valanginien des Monts Oulad-Nail. Atlas Saharien (Algérie). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 288-289. — *c*) Les Clypeines (algues siphonnées verticillées) des Monts des Oulad-Nail, Atlas Saharien (Algérie). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 314, Bull. p. 543-553.

FALLOT (P.), 1920. — Observations sur diverses espèces du Gargasien Bathyal alpin et en particulier sur la faune de Blieux. *Mém. Serv. Carl. Géol. Fr.*, p. 229-266, 21 fig., 3 pl.

— 1934. — Essai sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles. Cinquième livraison. IV. Le Jurassique supérieur. Association pour l'étude de la Méditerranée occidentale, vol. 4, p. 73-118, 12 fig., 2 pl., 1 tabl.

— 1943. — Sur les plis de couverture. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXVII, p. 700.

— 1944. — Tectonique hercynienne et tectonique alpine. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. XIV, p. 11-28.

— 1949. — Les chevauchements intercutanés de Roya (A.-M.). *Ann. Hébert et Haug* (livre jubilaire Ch. Jacob), t. VII, p. 161.

— 1950. — Remarques sur la tectonique des Alpes bergamasques et les Dolomites. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. XX, p. 183-195.

— 1953. — Du rôle des décollements en tectonique. *Scientia*, 6e s., 47e année, 6 p.

FALLOT (P.) et FAURE-MURET (A.), 1949. — *a*) Sur la géologie à l'Ouest du Mourrier. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXVIII, p. 523. — *b*) Sur un mode particulier de charriage. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXVIII, p. 789. — *c*) Sur l'extension du décollement de la série de couverture subalpine. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXIX, p. 616.

FALLOT (P.) et JACOB (Ch.), 1913. — Etude sur les Rhynchonelles portlandiennes, néocomiennes et mésocrétaciques du Sud-Est de la France. *Mém. Soc. Pal. Suisse*, t. XXXIX, 82 p., 11 pl.

FAURE-MARGUERIT, 1919. — Monographie paléontologique des assises coralligènes de l'Echaillon (Isère). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XII, fasc. 1.

FAURE-MURET (A.), 1949. — Voir FALLOT (P.).

FAVRE (E.), 1875. — Description des fossiles du terrain jurassique de la Montagne des Voirons (Savoie). *Mém. Soc. Pal. Suisse*, t. II, 79 p., 7 pl.

FAVRE (F.), 1912. — Contribution à l'étude des Oppelia du Jurassique moyen. *Mém. Soc. Pal. Suisse*, t. XXVIII.

FAVRE (J.), 1913. — Voir JOUKOWSKY.

— 1927. — Sur la présence de Clypeina jurassica n. sp. algue siphonée calcaire dans le Portlandien de divers points du Jura méri-

dional. *C.R. Séanc. Soc. Phys. Hist. Nat.*, Genève, vol. 44, n° 1, p. 49-50.

— 1932. — Présence d'une nouvelle algue calcaire siphonnée dans le Valanginien du Jura central : Clypeina inopinata n. sp. *Ecl. Géol. Helv.*, n° 1, p. 11-16.

FAVRE (J.) et RICHARD, 1927. — Etude du Jurassique supérieur de Pierre-Chatel et de la Cluse de la Balme (Jura méridional). *Mém. Soc. Pal. Suisse*, vol. XLVI, p. 36.

FLIERT (J.R. Van de), 1952. — Tectonique d'écoulement et Trias diapir au Chetthalbas Sud-Ouest de la ville de Constantine (Algérie). *C.R. Congrès Géol. Inst.*, XIXe session, section III, fasc. 3, p. 71-92.

FONTANNES (F.), 1876. — *a*) Voir DUMORTIER. — *b*) Sur les Ammonites de la zone à Ammonites tenuilobatus de Crussol (Ardèche). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. V, p. 33-39.

— 1879. — *a*) Description des Ammonites du Château de Crussol (zone à Oppelia tenuilobata et Waagenia beckeri), Lyon, Paris, 1 vol. *in*-4°, 122 p., 13 pl. — *b*) Ataxioceras, *G. Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. VIII, p. 318. — *c*) Diagnoses de quelques espèces nouvelles du calcaire du Château de Crussol (Ardèche), Lyon, et *C.R. Soc. Géol. Fr.*, t. VIII, p. 109-110.

— 1884. — Etudes stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône, VIII, le groupe d'Aix dans le Dauphiné, la Provence et le Bas-Languedoc, 1 vol. *in*-8°, 60 p., 7 pl., Lyon.

FOURMARIER (P.), 1950. — Principes de géologie. Masson, Paris. Vaillant Carmaune, S.A. Liège.

FOX (C.), 1932. — Bauxite and Alluminous Laterite, 2e éd. (London Tech. Press.)

FREMY (P.) et DANGEARD (L.), 1935. — Sur la position systématiques des Girvanelles. *Bull. Soc. Linn. Normandie* (8), vol. VIII.

FRIEDEL (G.), 1919. — Voir TERMIER (P.).

GAGNEBIN (E.), 1945. — Quelques problèmes d'écoulement en Suisse orientale. *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne*, t. LXXXIII.

GEMMELLARO (C.G.), 1868-1876. — Studi paleontologici sulla fauna del calcare a Terrebratula janitor del Nord di Sicilia. *Giorn. Sci. Nat. Econ.*, Palerme.

— 1872. — Sopra i Cephalopodi dell zona con Stephanoceras macrocephalum Schl. della Rocca chi para presso Catalafini, provincia di Trapani *Att. Ac. Giœnia Sc. Nat. Catania* (3), t. VII.

— 1872-1882. — Sopra alcune fauna Giuresi liasiche della Sicilia, Studi Palaeontologici. Palerme, t. XVII, fasc. 1-8, texte et atlas.

— 1876. — Sugli strati con Aspid. Acanthicum di Sicilia e sui loro Cefalopodi. *Atti R. Acad. Lincei. Rome* (2), vol. 3, t. II, p. 239.

— 1886. — Sul Dogger inferore di monte San Giuliano. *Giorn. Sc. Nat. e Econ.*, Palerme, t. XVII, p. 197.

GÉRARD (Ch.), 1936. — Les Ammonites argoviennes du Poitou. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. VI, p. 181-218, 4 pl., 3 fig.

GÉRARD (Ch.) et CONTAUT (H.), 1936. — Les Ammonites de la zone à Peltoceras athleta du Centre-Ouest de la France. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, nouv. sér., t. XIII, Mém. 29, pl. I à XIX.

GIGNOUX (M.), 1926-1950. — *Géologie stratigraphique*, 4e éd., 736 p., 155 fig. (Masson & Cie, Paris).

— 1930. — La tectonique des terrains salifères ; son rôle dans les Alpes françaises. Livre jubilaire publié à l'occasion du centenaire de la Société Géol. de Fr., t. II, p. 329-360.

— 1931. — Itinéraire géologique à travers les Alpes françaises de Voreppe à Grenoble et en Maurienne. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XV, fasc. 3.

— 1942. — Quelques réflexions sur des théories récentes. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XXIII.

— 1946. — Remarque sur la répartition des faciès du Trias en Algérie. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 21 janv., p. 20-22.

— 1948. — *a*) Méditations sur la tectonique d'écoulement par gravité. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XXVII, p. 1-34, 1 pl. phot. — *b*) Ce que le glacier de la Brenva a appris aux géologues. *Rev. Valdotaine*, n° 2 (Italie), p. 88-95, 2 fig., 2 phot. — *c*) La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. XVIII, 1949, p. 739-761. — *d*) La notion de temps en géologie et la tectonique d'écoulement par gravité. XVIIIe Congrès grès géologique international. Part. XIII, p. 90-96, Londres.

— 1950. — *a*) Comment les géologues français conçoivent la tectonique d'écoulement. *Geol. en Mijnbouw*, 12 jaarg, n° 12, p. 342. — *b*) Sédimentation rythmique dans les plaines maritimes et au fond des mers. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXXI, p. 695-698.

— 1952. — Sur les nouvelles théories de la tectonique d'écoulement. *C.R. XIXe session Congrès Géol. Int. Alger*, section III, fasc. 3, p. 193-196.

GIGNOUX (M.) et AVNIMELECH (M.), 1937. — Genèse des roches sédimentaires brechoïdes par « intrusion et éclatement ». *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. VII, p. 27.

GIGNOUX (M.) et MORET (L.), 1920. — Le genre Orbitopsella Mun.-Chalm. et ses relations avec Orbitolina. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. XX, p. 129-140, 5 fig., pl. VI.

— 1937. — Sur l'extension des lagunes Purbeckiennes dans le Sud-Est de la France. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 24 mai.

— 1946. — Nomenclature stratigraphique du Crétacé inférieur du Sud-Est de la France. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XXV, p. 59-88.

— 1952. — Géologie dauphinoise. Initiation à la géologie par l'étude des environs de Grenoble, 391 p., 91 fig., 3 cartes, 2e éd. (Masson, édit.), Paris.

Gignoux (M.) et Raguin (E.), 1932. — Découverte d'écailles de roches granitiques au Nord-Ouest du col du Lautaret (Hautes-Alpes), à la base du Flysch des Aiguilles d'Arves. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. II.

Glangeaud (L.), 1943. — Gravimétrie, tectonique fine et structure profonde de la bordure externe du Jura. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXVI, p. 671-679.

— 1945. — Le rôle des failles dans la structure du Jura externe. *Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs*, n° 51, p. 17-38.

— 1948. — Les nouvelles théories sur la formation du Jura. *Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs*, n° 52, p. 5.

— 1949. — Session extraordinaire de la Société Géologique de Belgique et de la Société Belge de Géologie, à Besançon, le 25 septembre 1947. *Bull. Soc. Géol. Belge*, t. LXXIII, p. 53-150.

— 1951. — Interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (6), t. I, p. 735-762.

— 1952. — Sur les structures complexes des chaînes de type liminaire (mosaïques, amygdales, virgation, décrochements, etc.). XIXe Congrès Géol. Intern., section III, Alger, sept., p. 191.

Glangeaud (Ph.), 1895. — Le Jurassique à l'Ouest du plateau central. Contribution à l'histoire des mers jurassiques dans le Bassin d'Aquitaine. *Bull. Serv. Géol. Fr.*, t. VIII, n° 50.

— 1898. — Le Portlandien du Bassin d'Aquitaine. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. X, n° 62, p. 25-61, 1 pl.

Goguel (J.), 1931. — Sur l'âge des calcaires à Spatangues du Sud-Est et la position de Parahophites cruasensis. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 18 déc.

— 1932. — *a*) Description géologique du Luberon. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XXXVI, n° 186, 62 p., 27 fig., 3 pl. — *b*) Sur la tectonique du Luberon (Provence). *C.R. Ac. Sc.*, 7 nov. 1932.

— 1933. — Sur le rôle tectonique des poudingues de Valensole (Basses-Alpes). *C.R. Ac. Sc.*, 15 mai 1933.

— 1937. — Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bleone au Var. Thèse sciences, Paris. *Mém. Serv. Cart. Géol. Fr.*, 368 p., 253 fig., 1 carte 1/200 000e, 1 pl. de coupes.

— 1938. — Remarques sur la tectonique du Massif de Gigondas et des régions voisines. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. VIII.

— 1939. — *a*) Remarques sur la bordure du Vercors dans l'angle sud-est de la feuille de Valence 1/80 000e. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XL, n° 199. — *b*) Tectonique des chaînes subalpines entre la Bleone et la Durance. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XLI, n° 202.

— 1940. — Observations sur les faciès du Néocomien dans les Alpes-Maritimes. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXI, p. 211.

— 1944. — *a*) La tectonique de fond dans la zone externe des Alpes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. XIV. — *b*) Le rôle des décrochements dans la tectonique du Diois. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXVIII, p. 287. — *c*) Les irrégularités de la stratification dans la fosse Vocontienne. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XLIV, n° 215, p. 495-507.

— Sur quelques accidents de la feuille de Die au 1/80 000e. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XLV, n° 216.

— A propos de la tectonique des Alpes maritimes. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 92.

— 1945. — Sur les subdivisions stratigraphiques de l'Urgonien du Vercors. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 162.

— 1946. — *a*) Observations relatives à la communication de M. Gignoux sur la répartition des faciès du Trias en Algérie. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 21 janv. 1946, p. 22. — *b*) Sur les accidents tectoniques de la bordure occidentale du Diois. Feuilles Die et Le Buis au 1/80 000e. Bull. Serv. Cart. Géol. Fr., t. XLVI, n° 221. — *c*) Observations sur l'Urgonien du Vercors. Feuille Vizille au 1/80 000e. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XLVI, n° 221.

— *d*) La tectonique d'écoulement. *Rev. Sc.*, n° 3.256, 1er sept. 1946.

— 1947. — Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XLVI, n° 223.

— 1948. — *a*) Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. *Mém. Serv. Cart. Géol. Fr.*, 2e éd., 530 p. — *b*) Le rôle des failles de décrochement dans le massif la Grande-Chartreuse. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. XVIII, p. 227-235. — *c*) A propos du glissement de la couverture au Sud-Ouest du massif de l'Argenterra. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXVIII, p. 698.

— 1952. — *a*) Importance des facteurs physico-chimiques dans la déformation des roches. *C.R. Congrès Géol. Int. XIXe session*, Alger, section III, fasc. 3, p. 133-142, 383 p., 203 fig. — *b*) Traité de tectonique. (Masson, édit.) Paris.

Grossouvre (de), 1901. — Recherche sur la craie supérieure. *Mém. pour servir à l'explication de la Cart. Géol. de Fr.*, fasc. 1 et 2.

— 1912. — *a*) Etude sur l'Ammonites Fraasi et quelques Reineckeia d'Authoison (Haute-Saône), *In* Petitclerc, 1916-1917. — *b*) Etude sur les groupes de Peltocerras toucasi et transversarium. *In* Petitclerc : note sur les fossiles nouveaux. Vesoul, 1916-1917. —

c) Bajocien-Bathonien dans la Nièvre. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. XVII.

— 1930. — Notes sur le Bathonien moyen, pl. XXXIX et XL, livre jubilaire Soc. Géol. Fr., t. II, p. 361.

HAARMANN (E.), 1930. — Die Oszillations, theorie: eine Erklärung der Krustenbervegungen von Erde und Mond, F. ENKE, Stuttgart.

HAEUSLER (R.), 1892. — Notes sur la distribution des Lituolidés dans les terrains jurassiques de la Suisse. *Mém. Soc. Pal. Suisse*, Bd XIX.

HARRISON (J.V.), 1948. — Topography as a Factor in structural Geology. *Int. Geol. Congrès C.R. XVIIIe session Londres*, sect. XIII, p. 114-121.

HAUG (E.). — 1884. — Notes sur quelques espèces d'Ammonites nouvelles ou peu connues du Lias supérieur. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XII.

— 1891. — Les chaînes subalpines entre Gap et Digne (thèse). *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. III, n° 21, 197 p., 1 carte, 3 pl. coupes.

— 1893. — Etude sur les Ammonites des étages moyens du système jurassique. I : Genre Sonninia ; II : Genre Witchella. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XX, p. 277-333, 14 fig., pl. VIII-X.

— 1898. — Portlandien, Tithonique et Volgien. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XXVI, p. 197-228.

— 1906. — Sur les dislocations de la bordure du Plateau central entre La Voulte et Les Vans (Ardèche). *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. CXLIII, p. 705-708.

HARRISON (J.-V.) et FALCON (N.-L.), 1934. — Collapse structure. *Geol Mag.*, 71, p. 529-539.

HENSON (F.R.S.), 1947. — Foraminifera of the tenus Trocholina in the middle East. *Ann. Mag. Nat. Hist.* (2), vol. 14, p. 445-459.

— 1948. — Larger imperforate foraminifera of South Western Asia, London, p. 1-127, fig. 1-16, pl. I-XVI.

HERBICH. 1878. — Szaklerland mit Berüchsichtigung der angrezenden Land Theile. *Mitth. d. Jahrb der K. Ung Geol. Anstalt*, t. V, Budapest.

HIRMER, 1927. — Handbuck der Paleobotanik. Bd I, Munich, Berlin.

JACOB (Ch.) et FALLOT (R.), 1913. — Etude sur les Rhynchonelles portlandiennes, néocomiennes et méso-crétacés du Sud-Est de la France. *Mém. Soc. Pal. Suisse*, vol. 39.

JOLEAUD (A.), 1901. — Contribution à l'étude de l'Infracrétacé à faciès vaseux pélagique en Algérie et en Tunisie. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. I, p. 113-146, 5 fig.

JOUKOWSKY (E.) et FAVRE (J.), 1913. — Monographie géologique et paléontologique du Salève. *Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 37, p. 315, pl. XIV.

JUNG (J.), 1930. — Rapports des plis alpins et des plis pyrénéens dans les chaines subalpines méridionales. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XV, fasc. 2, p. 61.

KILIAN (W.), 1889. — Description géologique de la montagne de Lure (Basses-Alpes). Thèse. *Ann. Soc. Géol. Fr.*, t. XIX.

— 1902. — Sur deux microorganismes du Mésozoïque alpin. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. 2, 1902.

KILIAN (W.) et GUÉBRARD, 1905. — Etude paléontologique et stratigraphique du système jurassique dans les Préalpes maritimes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. II, pl. XLVIII-L, 1902.

KILIAN (W.) et HOVELAQUE, 1910. — Album de microphotographies de roches sédimentaires. (Gauthier-Villars, édit.), Paris.

KILIAN (W) et LANQUINE. — Observations nouvelles sur la structure des chaînes les plus externes des Alpes, entre Digne et Moustiers-Sainte-Marie (Basses-Alpes). *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XXVII, n° 154.

KILIAN (W.) et REBOUL, 1912. — Quelques Holcodiscus nouveaux de l'Hauterivien de la Begüe (B.A.). *A.F.A.S.*, XLI, Nîmes.

KILIAN (W.) et REVILE (J.), 1904-1912. — Etude géologique dans les Alpes occidentales. *Mém. Serv. Cart. Géol. Fr.*, 1904, 1908, 1912.

KLEBELSBERG (R. von), 1912. — Die Perisphincten des Krakauer Untere oxfordien. *Beitr. Pal. Geol. Oester. Ung. u.d.* ; Orient., t. XXV, p. 151.

KUDERNATCH, 1851. — Die Ammoniten von Swinitza. *Abhand d.K.K. Geol. Reichsanst*, t. I.

LAPPARENT (A.-F. de), 1938. — *a*) Régions provençale et alpine, entre le Var et la Durance. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.*, t. XL, n° 198.

— 1950. — *a*) Type varié de plis de couverture en Basse-Provence orientale. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 20 nov., p. 245, et *Bull.* (5), t. XX, fasc. 7-8-9, p. 323-333. — *b*) Niveau stratigraphique des bauxites d'Espagne. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXX, p. 983-984, 6 mars 1950.

LAPPARENT (J. de), 1923. — Leçons de Pétrographie. (Masson, édit.), Paris.

LEE (G.), 1905. — Etudes stratigraphiques et paléontologiques de la chaîne de la Faucille. *Mém. Soc. Pal. Suisse*, t. XXXII.

LEENHARDT, 1883. — *a*) Etude géologique de la région du Mont Ventoux. Thèse, Montpellier (Coulet, édit.), Paris ; (Masson, édit.), in-4°, 273 p.

LEMOINE (P.), 1910. — Les Ammonites du Jurassique supérieur du cercle d'Analalava (Madagascar). *Ann. Pal. Mus. Paris*, t. V.

LEUPOLD (W.), 1933. — Neue mikropaleontologische Daten zur Altersfrage der alpinen flyschbildungen. *Eclog. Geol. Helvet.*, vol. 26, n° 2.

W.) et Bigler (H.), 1935. — « Coscinoconus » eine neue Foramiiferamform aus Tithon-Unter-Kreide Gesteinen der helvetischen ›n der Alpen. *Eclog. Geol. Helvet.*, vol. 28, n° 2.

Leupold (W.) et Maync (W.), 1935. — Das aufreten von « Choffatela », « Pseudocyclammina », « Lovcenipora », « Cladocopsis » und « Clypeina », *in* Alpinen Faziesgebiet. *Eclog. Geol. Helvet.*, vol. 28, n° 1.

Lissajous (M.), 1922. — Etude sur la faune du Bathonien des environs de Mâcon. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, fasc. 3, mém. 3.

— 1925. — Répertoire alphabétique des belemnites jurassiques. Essai de classification. *Id.*, fasc. 8, mém. 3.

Loczy (L.), 1915. — Monographie der Villanyer Callovien Ammoniten. *Geologica Hungarica*, t. I, fasc. 364.

Lombard (A.), 1937. — Microfossiles d'attribution incertaine du Jurassique supérieur alpin. *Eclog. Géol. Helvet.*, vol. 30, n° 2.

— 1940. — Remarques sur la notion de tectonique d'écoulement. *C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, 57, n° 2.

— 1945. — *a*) Attribution de microfossiles du Jurassique supérieur alpin à des Chlorophycées (Proto et Pleurococacées). *Eclog. Géol. Helvet.*, vol. 38, p. 163. — *b*) Algues inférieures (Chlorophycées), du Jurassique supérieur alpin. *C.R. Séanc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 62, n° 2.

— 1949. — Caractères descriptifs et caractères génétiques dans l'étude des roches sédimentaires. *Bull. Soc. Belg. de Géol.*, vol. 58, p. 214-271.

— 1956. — Géologie sédimentaire. Les séries marines (Masson & Cie, édit.), Paris, 722 p.

Loriol (P. de), 1876-1878. — Monographie paléontologique des couches de la zone à Ammonites tenuilobatus (Badener schichten), de Baden (Argovie). *Mém. Soc. Pal. Suisse*, III-V, 200 p., 23 pl.

— 1880-1881. — Monographie paléontologique des couches à Ammonites tenuilobatus (Badener schichten) d'Oberbuchsitten et de Wangen (Soleure). *Mém. Soc. Pal. Suisse*, VII-VIII, 120 p., 14 pl.

— 1896. — Etude sur les Mollusques et les Brachiopodes de l'Oxfordien supérieur et moyen du Jura bernois. *Mém. Soc. Pal. Suisse*, vol. 23-24, 158 p., 17 pl., suppl. vol. 28, 119 p., 7 pl.

— 1898. — Etude sur les Mollusques et les Brachiopodes de l'Oxfordien inférieur ou zone à Ammonites renggeri du Jura bernois accompagnée d'une notice stratigraphique par Koby, t. XXV-XXVI, 220 p., 12 pl.

— 1900. — Etude sur les Mollusques et les Brachiopodes de l'Oxfordien inférieur ou zone à Ammonites renggeri accompagnée d'une notice stratigraphique par Abel Girardot. *Mém. Soc. Pal. Suisse*, vol. 27, 196 p., 6 fig.

LORY (P.), 1937. — Sur les terminaisons méridionales de la chaîne de Belledonne. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 19 avril.

LORY (P.) et BERNARD (F.), 1936. — Le Bajocien dans les « Collines liasiques » du Grésivaudan. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, le 16 mars.

LUCAS (G.), 1937. — Les Cancellophycus du Jurassique sont des Alcyonaires. *C.R. Ac. Sc., Paris*, vol 206, n° 25.

— 1938. — *a*) Dictyoconus Cayeuxi n. sp. Foraminifères de grande taille de l'Aalénien de l'Oranie occidentale. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 19 déc. 1938, p. 353-354. — *b*) Océanographie et évolution des fonds jurassiques à Alcyonaires (Cancellophycus) de la région de Ghar-Rouban (frontière algéro-marocaine). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, n° 13, p. 196.

— 1948. — *a*) La sédimentation calcaire. Action du carbonate de calcium sur l'eau de mer. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXVI, p. 937. — *b*) La sédimentation calcaire, quelques modalités d'alcalinisation de l'eau de mer. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCXXVI, p. 1023.

— 1950. — Précisions sur les Cancellophycus du Jurassique. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. CCXXX, n° 13, p. 1297-1299.

LUGEON (M.), 1941. — *a*) Observations et vues nouvelles sur la Géologie des Préalpes romandes. *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne*, n° 272, et *Mém. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, n° 47. — *b*) Une hypothèse sur l'origine du Jura. *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne*, n° 73, et *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, vol. 61, n° 250.

— 1949. — Question de mode en Géologie et autres histoires : le décoiffement. *Ann. Hébert et Haug*, t. VII (livre jubilaire Ch. Jacob), p. 261-274, Paris.

LUTAUD (L.), 1924. — Etude tectonique et morphologique de la Provence cristalline. *Rev. de Géogr. Paris*, t. XII, fasc. 1.

— 1935. — Sur la genèse des chevauchements et écailles de la Provence calcaire. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 261-262.

MAILLARD (G.), 1884. — Invertébrés du Purbeckien du Jura. *Mém. Soc. Paléont. Suisse*, XI et supplément XII-1886.

MAIRE (V.), 1937. — Contribution à la connaissance des Cardiocératidés (étude sur les espèces des genres Pseudocardioceras, Questedticeras et Cardioceras) de Franche-Comté et de Bourgogne. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, t. XV, n° 34, 132 p., 20 pl.

— 1938. — Sur quelques espèces oxfordiennes rares ou nouvelles. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. VIII, fasc. 1-2, p. 43-63.

MARCOU (J.), 1848. — Recherches géologiques sur le Jura salinois. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 151 p.

MARTONNE (E. de), 1890. — Géographie physique de la France (A. Clin, édit.), 463 p., 64 pl., 1 carte n. t.

MAUBEUGE (P.-L.), 1952. — Sur deux problematica du Jurassique lorrain. *Bull. Soc. Belge Géol.*, t. LXI, fasc. 2, p. 232-235.

MAYNC (W.), 1935. — Voir LEUPOLD.

— 1938. — Die Grenzschichten von Jura und Kreide in der Titliskette. *Eclog. Geol. Helvet.*, vol. 31, n° 1.

— 1949. — The foraminiferal Genus Choffatella. Schlumberger. In the lower Cretaceous (Urgonien) of the Caribbean region (Venezuela), Cuba, Mexico and Floride. *Eclog. Geol. Helvet.*, vol. 42, n° 2, p. 529-548, pl. XLVII.

— 1952. — Critical taxonomic Study and nomenclatural revision of Nautiloïda L.M.K. 1804. *Contr. Cushman Found, foram. Res.*, vol. 3, art. 2, p. 35-36, pl. IX-XII.

MAYENOT, 1931. — Sur le développement de Hoplites (Berriasella) Chapperi Pictet. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, n° 16, p. 259-260.

— 1933. — *a*) Etude du développement des Hoplites (Berriasella) Chapperi. Pictet. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XVII, fasc. 1, pl. XXXIV-XL. — *b*) Les Hoplitidés du Tithonique inférieur (zone supérieure) de la Croix de Saint-Concors, près Chambéry (Savoie). *A.F.A.S.*, LVII° session, Congrès de Chambéry, p. 246-248.

— 1935. — Sur les faunes d'Ammonites de la limite jurassico-crétacée de l'Europe centrale et de l'Argentine. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, n° 16, p. 253-255.

— 1937. — Voir ROMAN.

— 1939. — Les Palaehoplitidés tithoniques et berriasiens du Sud-Est de la France. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, nouv. sér., t. XVIII, fasc. 1-4, mem. n° 41, p. 1-303 (thèse).

MERIAN (P.), 1851. — Ueber die Foraminifera der Gegen von Basel, *Bericht über die Verhandl der Naturforschenden gesellschaft in Basel*, vol. 9.

MIGLIORINI (C.I.), 1948. — Composite wedges and orogenic Landslips in the Apennines. *Int. Geol. Congres. XVIII° session, Londres*, section 13, p. 186-198.

MOHLER, 1937. — Mikropalaeontologische Untersunchungen in dem Nord des weizerischen Jura Formation. *Abhandlungen der Schweizerischen Paleontologischen Gesellschaft*, t. LX, n° 4, p. 1-53.

MOORE (H.B.), 1932. — The faecal pellets of the Anomoura. *Proc. Roy. Soc. Edimburg*, vol. 52, part. III, p. 296, pl. I-II.

— 1939. — The faecal pellets in relation to marine deposits. In P.O. Trask : Recent marine sediments tulsa. *Ann. Assoc. Petr. Geol.*, p. 516-524.

MORELLET (J.), 1950. — Contribution à l'étude de Clypeina jurassica Favre (algue siphonnée calcaire), d'après les remarquables échantillons du Jurassique d'Algérie. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. XX, p. 399-402.

MORET (L.), 1920. — Voir GINGOUX.

— 1925. — Une coupe du « bord subalpin » au Nord de Grenoble.

Succession des faciès lithologiques A.F.A.S., Grenoble, 1925, *C.R.*, p. 290-292.

— 1926. — Existence du Purbeckien dans les chaînes jurassiques des environs de Voreppe (Isère), *A.F.A.S. Lyon*, 1926, *C.R.*, p. 293.

— 1931. — *a*) Voir Gingoux.

— 1933. — Sur la Géologie de l'extrémité septentrionale du Semnoz, près d'Annecy et sur les limites méridionales des lagunes purbeckiennes. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XVII, p. 76.

— 1934. — Sur les Algues cariantes du groupe des Cyanophycées : à propos d'observations nouvelles faites au lac de Marinet dans le Massif de Chambeyron (Hautes-Alpes), *C.R. Ac. Sc.*, 16 avril.

— 1937. — Voir Gignoux.

— 1938. — Sur l'histoire du Géosynclinal alpin et de ses différentes phases de plissement. *Cf.* L. Moret : Présentation cinématographique d'un film en couleurs sur la formation géologique des Alpes françaises. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. XXI.

— 1940. — Manuel de Paléontologie animale. (Masson, édit.), Paris.

— 1943. — Manuel de Paléontologie végétale. (Masson, édit.), Paris.

— 1946. — Voir Gignoux.

— 1951. — Les idées nouvelles sur l'origine des chaînes de montagnes. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 1950, t. XXVIII, p. 1-56, 24 fig.

— 1952. — Voir Gignoux.

Mouterde (R.), 1953. — Etudes sur le Lias et le Bajocien des bordures nord et nord-est du Massif Central français (thèse). *Bull. Soc. Serv. Carl. Géol. Fr.*, t. L, n° 236, p. 93-100, pl. I-II.

Munier-Chalmas (M.), 1886-1887. — Sur trois genres nouveaux de Foraminifères. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 30-31.

— 1890. — Observations sur une note de M. Toucas. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XVIII, p. 629.

— 1902. — *a*) Sur les Foraminifères ayant un réseau de mailles polygonales. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. II, p. 349-351. — *b*) Sur les Foraminifères rapportés au Groupe des Orbitolites. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. II, p. 351-353.

Munier-Chalmas (M.) et Lapparent (A. de), 1893. — Note sur la nomenclature des terrains sédimentaires. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XXI, p. 438-488.

Neumann (H.), 1907. — Die Oxfordfauna von Cetechowitz. *Beitr. Zur. Geol. U. Pal. Oster. Ungarns u des Orients*, vol. 20, p. 1-67, pl. I-VIII.

Neumayer, 1870. — *a*) Ueber der Identität von Perisph Greppini und Perisph. Oxyptychus. *Verland I der Geol. Wein.* — *b*) Ueber

einige neue oder weniger bekannte Cephalopoden der Macrocephalen-Schichten. *Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst*, t. XX, p. 147-156, pl. VII-IX.

— 1871. — Jurastudien. *Jahrb. d.k. Geol. Reichsanst*, t. XX et XXI.

— 1873. — Die fauna der Schichten mit Aspidoceras acanthicum Opp in Nagy-Hagy-mas-Gebirge in Siebenbürger-Verhnundl.d. *Geol. Reichsanst*, vol. 5, t. III, p. 141-257, pl. XXXI et XLIII.

Oppel (A.), 1856-1858. — Die Juraformation Englands, Frankreichs und des Südwestlichen Deutschlands, *Württ Natur Jahresh*, t. XII-XIV, 857 p., 64 tabl., Stuttgart..

— 1862. — Paleontologische mittheilungen. *Mus. k. bayer Staatez*, Band 3, texte 139 p. et atlas, 88 pl.

— 1865. — Die titonische etage *Zeit d. g. Gesell.*, t. XVII, p. 535-558.

Orbigny (A. d'), 1842-1851. — Paléontologie française, terrains jurassiques Céphalopodes. 642 p., 234 pl.

— 1846-1847. — Paléontologie française, terrain crétacé Céphalopodes. 662 p., 148 pl.

Paquier (V.), 1901. — Observations au sujet de la communication de MM. Sayn et Roman : composition du Barrémien sur la rive droite du Rhône dans la région de Viviers. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. I, p. 541.

— 1903. — Les Rudistes urgoniens. *Mém. Soc. Géol. Fr., Paléontol.*, t. XI, mém. 29, *in*-4°, p. 102, 120 fig., 12 pl.

Paquier (V.) et Roman (F.), 1897. — Sur les Diceratines du thithonique coralligène des Cévennes et du Dauphiné. *C.R. Ac. Sc.*, 14 juin.

Parejas (E.), 1935. — « L'organisme B » de E. Joukonsky et J. Favre. *C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 52, n° 3, fig. 1-2.

— 1948. — Sur quelques coprolithes de Crustacés. *Arch. Sc.*, vol, 1, fasc. 3, p. 512-520, fig. 1 à 48.

Parona et Bonarelli, 1895. — Sur la faune du Callovien inférieur (Chanasien) de Savoie. *Mém. Acad. Savoie* (4), t. VI, Chambéry.

Petitclerc (P.), 1915. — Essai sur la faune du Callovien du département des Deux-Sèvres, et plus spécialement de celle des environs de Niort (Louis Bon, édit.), Vesoul, 14 pl.

— 1916-1917. — Note sur les fossiles nouveaux rares ou peu connus de l'Est de la France. Vesoul.

Petitjohn (F.N.), 1949. — Sedimentary rocks (Harper and Brothers, New York).

Pia (L), 1920. — Die Siphonae verticillatae von Karbon bis zur Kreid. *Abh Zool. Bot. Gesell.*, t. XI, H. 2 Wien.

— 1927. — Voir Hirmer.

Piete (E.), 1854-1855. — Observation sur les étages inférieurs du terrain jurassique dans les départements des Ardennes et de l'Aisne. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XII, p. 1083-1122, 5 fig.

Pfender (J.), 1931. — Sur la présence de Stromatoporidés du genre Bourgendia des calcaires portlandiens du Grand Corent, près Villereversure (Ain). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. I, p. 739.

— 1935. — Sur un Foraminifère du Bathonien des Montagnes d'Escreins (Hautes-Alpes), Kilianina blanchetti nov. gén. nov. sp. *Trav. Lab. Géol. Grenoble,* 1934-1935, t. XVIII.

— 1936. — Sur la répartition stratigraphique de Coscinoconus. Leupold, *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* p. 210.

Phleger (F.B.), 1955. — Voir Shepard (F.P.).

Pompeck (J.F.), 1893-1896. — Breiträge zu einer Revision des Ammoniten des Schwäbischen Jura. *Jaresh. Ver. Vaterl. Naturk. Würtem.,* vol. 49, 151 p. (1893) ; vol. 52, 277 p. (1896).

Quenstedt (F.A.), 1845-1849. — Petrafactenkunde Deutschlands, t. I, Cephalopodes, 580 p., 36 pl., Tübingen.

— 1858. — Der Jura. Tübingen, 842 p., 100 pl.

— 1883-1888. — Die Ammoniten des Schwäbischen Jura, Stuttgart, 3 vol., 1140 p., 126 pl.

Raulin (V.), 1856. — Lettre à M. d'Archiac. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* 14 janv., p. 170-173.

Rech-Frollo, 1938. — Sur un genre nouveau de Codiacée. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. VIII, p. 269-271, pl. xviii.

— 1939. — Etude pétrographique des séries sédimentaires de la vallée du Bicaz (Carpathes orientales). Thèse, Toulouse.

Reichel et Renz, 1949. — Neue fossilfunde in Griechenland und Vorderasien. *Eclog. Geol. Helvet.,* vol. 42, n° 2.

Reinecke, 1898. — Maris protogaei Nautiles et Argonautes in Agro Coburgico et vicines reperiundes, Cobourg.

Renevier (E.), 1873. — Chronographie géologique, tableau des terrains sédimentaires. *Bull. Soc. Vaud., Sc, Nat.,* vol. 12, n° 70-72, 2e éd.

Reuter (L.), 1927. — Geologische Darstellung des Schwäbisch frankischen Jura in « Arbries der geologie Bayern 2 d. Rh. ». Abt. 4, p. 67-91, Munchen.

REYNES. 1861. — Etudes sur le synchronisme et la délimitation des terrains crétacés du Sud-Est de la France. *Mém. Soc. Emul. de la Provence*, t. I, p. 27.

RIAZ (de). 1898. — Description des Ammonites de la couche à Peltoceras transversarium (Oxfordien supérieur) de Trept (Isère), Lyon, Genève, Bâle, Paris.

RICHE (A.). 1904. — Etude stratigraphique et paléontologique sur la zone à Lioceras concavum du Mont d'Or lyonnais. *Ann. Univ. Lyon*, 1 fasc., 14 pl., A.-CI VIII.

RICHE (A.) et ROMAN (F.). 1921. — La montagne de Crussol, étude stratigraphique et paléontologique. *Trav. Lab. Géol. Lyon*, fasc. 1, 196 p., 8 pl.

RIVIÈRE (A.), 1939. — Sur la dolomitisation des sédiments calcaires. *C.R. Ac. Sc.*, t. CCIX, p. 597-691.

ROCHE (P.), 1937. — Voir ARCELLIN.

— 1939. — Aalénien et Bajocien du Mâconnais et de quelques régions voisines. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, fasc. 35, mém. 29.

ROMAN (F.), 1938. — Les Ammonites jurassiques et crétacées. Essai de Genera. (Masson, édit.), Paris, 554 p., 54 fig., 53 pl.

— 1950. — Le Bas-Vivarais. *Actualités scientifiques géologie régionale de la France* (Hermann, édit.), Paris, 150 p., 36 fig.

ROMAN (F.) et BOYER, 1923. — Sur quelques Ammonites de la zone à Ludwigia muchisonae du Lyonnais. *Trav. Lab. Géol. Lyon*, fasc. 4, mém. 4.

ROMAN (F.) et GOGUEL (J.), 1936. — Les failles des environs de Privas. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, n°s 1-2, p. 14-16, 20 janv.

ROMAN (F.) et MAZENOT, 1937. — Découverte d'une faune pyriteuse d'âge tithonique supérieur aux environs de Chomerac (Ardèche). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. VII, p. 179-196.

ROMAN (F.) et SAYN (G.), 1928-1930. — Monographie stratigraphique et paléontologique du Jurassique moyen de La Voulte-sur-Rhône (avec la collaboration de L. Moret, Thiery, Don Aurelien-Valette, Collignon et Lambert). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, fasc. 13-14, mém. 2, 256 p., 35 fig., 21 pl., 1 carte géol. en noir.

ROMAN (F.) et PETOURAUD (Ch.), 1927. — Etude sur la faune du Bajocien supérieur du Mont d'Or lyonnais (Ciret), Ire part., *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, fasc. 9, mém. 9.

SALFELD, 1913. — « Certain Uper Jurassic strata of England ». *Quart Journ. Geol. Soc.*, t. XIX, p. 423-480.

— 1914. — Die Gliederung des oberen Jura in Nordwesteuropa von den Schichten mit Perisphinctes martelli. Oppel, en aufwart, auf Grund Ammoniten. *Neues Jahrb. f. Miner.*, Beil-Bd, 37, Hft 1, p. 125-246, 2 pl.

SAPORTA (G. de). — Paléontologie française (2), t. I, pl. XXX. Terrain jurassique végétaux.

— 1878. — Sur les Algues des terrains jurassiques de la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XXVII.

SCHNEEGANS (D.), 1938. — La Géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre la Durance et l'Ubaye. *Mém. Carl. Géol. Fr.*, thèse, Grenoble.

SCHINDELWOLF (O.H.), 1925. — Entwurf einer systematik der Perisphinctes, *Neues. Jahrb. f. Miner. Abt. B. Bd.*, LI.

SCHLUMBERGER (Ch.), 1898. — Note sur le genre Meandropsina Mun.-Chalm. n.g. *Bul. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XXVI, p. 336-337.

— 1899. — Note sur quelques foraminifères nouveaux ou peu connus du Crétacé d'Espagne. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XXVII, p. 456-465.

— 1904. — Note sur le genre Choffatolla n.g. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. IV, p. 763-764, pl. XXVIII.

— 1905. — Lituonella. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. V, p. 291.

SANDER (B.), 1937. — Contributions to the Study of Depositional Fabrics-Rhymically Deposited Triasic limestones and Dolomites (Trad. E.B. Knopf). *Am. Ass. Petr. Geol. Tulsa,* 160 p.

SHEPARD (F.P.), 1956. — Marginal sediments of the Mississipi delta. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, n° 40, p. 2537-2623.

SHEPARD (F.P.), PHLEGER et VAN ANDEL (T.), 1955. — Finding Ancient Shorelines. *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists,* publication speciale n° 3, IV, 129 p.

SIEMIRADZKI (J.), 1891. — Fauna Kopalna warstw oxfordzlich i kymerydzkich okregu krakowskin i przyleglychczesciachkrolestwa polskiego. *Mém. Ac. Sc. Cracovie,* 5 pl.

— 1899. — Monographische Beschreibung der Ammonitengattung Perisphinctes, *Paleontographica,* t. XLV, Stuttgart.

SOWERBY (J.), 1812-1845. — Mineral Conchiology of Great Britain, 7 vol., *in*-8°, Londres.

SOYER (R.), 1944. — Voir BOURCART (J.).

SPATH (L.F.), 1924. — On the Blake collection of Ammonites from Kachh, India. *Mem. of the Geol. Serv. of India, Paleontologia india.* N.S.

— 1930. — The Jurassic Ammonite faunas of the Neighbourhood of Monbasa. *Mon. Geol. Dept of the Junterian Mus. Univ. Glasgow,* p. 1370, pl. I-VIII.

— 1927-1933. — Revision of the Jurassic Cephalopodes fauna of Kachh. *Mém. of Geol. Survey of India, Palaeont. Indica,* nouv. ser., vol. 9, mem. n° 2, fasc. 1-6, 945 p. 130 p., Calcutta.

— 1950. — A new Tithonian ammonoïd fauna from Kurdistan Northern Iracq. *Bull. of British Musem (Natural History) Geology,* vol. 1, n° 4. p. 96-137, pl. VI-X.

STEUBLABB (G.), 1881. — Zur Kenntniss der Jura und Kreideformation von Caracoles (Bolivie). *Neues Jahrb fur in beil Db. I.*

STILLE (H.), 1924. — Grundfragen der vergleichen Tecktonik. Berlin, 1924.

— 1935. — Der derzeitige tektonische Endzustand. *Sitz Berl. pr. Ak. Wiss. Phys.-Math. Klas.*, p. 179-219.

TINTANT (H.), 1946. — L'âge de la Dalle Nacrée et de l'Oolithe ferrugineuse du Jura méridional. *C.R. Acad. Sc.*, t. CCXXIII, p. 989.

TOBLER (A.), 1926. — Ueber Cyclammina (Choffatella sequana Merian, sp.). *Eclog. Geol. Helvet.*, vol. 9, n°3.

— 1928. — Ueber Pseudocyclammina und Choffatella im Schweizerischen Juragebirge. *Eclog. Geol. Helvet.*, vol. 21, n° 1, p. 212-216, pl. XXIV.

TORNQUIST (A.), 1896. — « Die degenerierten perisphinctiden des Kimmerdige von Le Havre ». *Mém. Soc. Pal. Suisse*, t. XXIII, p. 1-44.

TSYTOWITCH (X. de), 1911. — Hecticoceras du Callovien de Chérezy. *Mém. Soc. Pal. Suisse*, t. XXXVIII, 8 pl.

TWENHOFFEL (W.H.), 1939. — Principles of Sedimentation, 610 p., 41 fig. (Mc Graw-Hill Book Cie), New York, Londres.

UHLIG (V.), 1903-1914. — Himalayan fossils, vol. 4, the faune of Spitishales. *Paleontologia Indica serie* 15. *Mem. of Geol. surv. of India*, fasc. 1-5.

VATAN (A.), 1954. — Pétrographie sédimentaire (cours E.N.S.P.). (Techniq, édit.), Paris, 278 p. 96 fig., 1 pl.

WAAGEN (W.), 1864. — Der Jura in Franken, Schwaben und in der Schweiz, Munich.

— 1873-1875. — The Jurassic fauna of Kutch. The Cephalopoda. *Paleontologia Indica*, série 9, t. I.

WEGELE (L.), 1929. — Stratigraphische und Faunistiche Untersuchungen in Oberoxford und Unterkimmeridge Mittelfrankens. *Palaeontographica*. Band LXXI, p. 117-210, 1 tabl. ; Band XXII, p. 1-94, 15 pl., Stuttgart, 1929.

YABE et HANZAWA, 1928. — Choffatella Schlumberger and Pseudocyclammina a new genus of Araneceous Foraminifera. *The Science Reports of the Tohocu imp. University Scudal Japon* (2), Geol., vol. 9.

ZITTEL (K.-A.), 1872. — L'étage Tithonique. *Rev. Sc. de la France et de l'étranger* (2), 2e année, n° 26, p. 606-608.

ZIETEN (von C.H.), 1830. — Die Versteinerungen Württemhergs, 102 p., 72 pl., Stuttgart.

2ème thèse : Proposition donnée par la Faculté

a) La Parthénogénèse expérimentale

b) Les Dasycladacées actuelles, leurs rapports avec les Dasycladacées fossiles.

VU et APPROUVE

Le DOYEN
de la Faculté des Sciences

VU et PERMIS d'IMPRIMER

Le RECTEUR
de l'Académie de Montpellier